



Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye (zone piémontaise des Alpes occidentales)

Claude Gout

► To cite this version:

Claude Gout. Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye (zone piémontaise des Alpes occidentales). Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1987. Français. NNT: . tel-00505260

HAL Id: tel-00505260

<https://theses.hal.science/tel-00505260>

Submitted on 23 Jul 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



GOUT (C.)
EX. n° 1

THESE

DE DOCTORAT

DE

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE

Mention : SCIENCES DE LA TERRE

22 AVR. 1988

Présentée par

Claude GOUT

+ 1 carte H.T.

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL: (76) 87.46.43

Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye

(Zone piémontaise des Alpes occidentales)

Soutenue le 30 octobre 1987 devant la Commission d'Examen

M. GIDON	- Professeur à l'USTMG Grenoble	Président
C. KERCKHOVE	- Professeur à l'USTMG Grenoble	Rapporteur
P. TRICART	- Professeur ENI Sfax	Rapporteur
R. CABY	- Directeur de Recherches Montpellier	Examineur
M. LEMOINE	- Directeur de Recherches Villefranche-sur-Mer	Examineur

THESE

DE DOCTORAT

DE

**L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE, TECHNOLOGIQUE
ET MEDICALE DE GRENOBLE**

Mention : SCIENCES DE LA TERRE

22 AVR. 1988

Présentée par

Claude GOUT

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 28031 GRENOBLE CEDEX
TEL (076) 87.46.42

Tectonique océanique et tectonique alpine dans les schistes lustrés de Haute Ubaye

(Zone piémontaise des Alpes occidentales)

Soutenue le 30 octobre 1987 devant la Commission d'Examen

M. GIDON	- Professeur à l'USTMG Grenoble	Président
C. KERCKHOVE	- Professeur à l'USTMG Grenoble	Rapporteur
P. TRICART	- Professeur ENI Sfax	Rapporteur
R. CABY	- Directeur de Recherches Montpellier	Examineur
M. LEMOINE	- Directeur de Recherches Villefranche-sur-Mer	Examineur

NW 6 10114361

REMERCIEMENTS

Ce travail, dont le sujet m'a été proposé par M. LEMOINE et P. TRICART, a été réalisé au sein du laboratoire de Géologie Structurale de l'Institut Dolomieu durant les années 1983 à 1987. Il a bénéficié du soutien scientifique, moral et matériel de nombreuses personnes que je tiens à remercier ici.

Les trois campagnes de terrain qu'a nécessité cette thèse ont été financées par un contrat avec la Division de la Carte Géologique du B.R.G.M. Je remercie M. GIDON qui m'a confié, dans ce cadre, le levé de la partie Nord-Est de la feuille "Aiguille de Chambeyron" au 1/50.000~~ème~~.

Je salue la rapidité et la qualité des corrections et des remarques qu'ont bien voulu apporter messieurs M. GIDON, M. LEMOINE et G. MASCLE à différents chapitres de mon mémoire.

Ma reconnaissance va à P. TRICART qui a suivi ce travail de bout en bout, qui a consacré de longues journées sur le terrain à m'initier à la géologie si particulière des "Schistes lustrés", et avec qui j'ai eu de fructueuses discussions. Je tiens à le remercier car, sans ses conseils et ses corrections aussi rapides que méticuleuses, ce mémoire n'aurait probablement pas sa forme actuelle.

Je tiens à souligner la complicité de Myriam, Marianne et François qui m'ont aussi bien accompagné en Haute Ubaye que secondé efficacement lors des dernières mises en forme de ce mémoire. Merci à Virgile pour ses travaux photographiques.

Durant mes longs séjours en Haute Ubaye, j'ai été hébergé au refuge de Maljasset par Marie Rose et Michel LONGERON. Leur amitié m'a été d'un grand secours lors des premières étapes difficiles de ce travail.

J'associe aussi à l'aboutissement de cette thèse, les personnels techniques de l'Institut Dolomieu qui, de près ou de loin ont facilité mon travail.

Je n'oublie pas non plus tous les membres actifs de l'A.G.I.D. sans qui les derniers mois de rédaction auraient été bien austères.

Je remercie enfin tous les membres du Jury qui me font l'honneur de juger ce travail.

RESUME

L'analyse cartographique, lithostratigraphique et structurale des "Schistes lustrés" de Haute Ubaye permet de caractériser deux ensembles d'événements tectoniques.

Tectonique océanique mésozoïque:

a) La description et l'interprétation d'une quinzaine de coupes dans les unités ligures permettent de déterminer:

- les modalités de mise en place et de structuration de la lithosphère océanique de la Téthys ligure. Le socle océanique était découpé en une mosaïque de blocs mobiles, par des failles localement injectées de serpentinite.

- les conditions de sédimentation dans le domaine ligure, au Jurassique et au Crétacé. Après la sédimentation de radiolarites à l'Oxfordien-Kimmeridgien et le dépôt ubiquiste de calcaires au Malm, les alternances pélagiques du Crétacé sont fréquemment resaniées ou intercalées de niveaux détritiques.

Les masses de calcschistes jusqu'alors indéterminés sont attribués à différents termes de la succession ligure.

b) Une chronologie des événements tectoniques et sédimentaires qu'a subi le domaine ligure est proposée.

c) L'analyse lithostratigraphique de l'unité de la Cula, attribuée aux "Ecailles intermédiaires", montre que la Formation bréchique du Longet présente un détritisme mixte océanique et continental.

On suppose que la série de la Cula s'est déposée sur une croûte ultramafique apparue entre le domaine Briançonnais et le domaine piémontais, au Jurassique moyen-supérieur.

Tectonique alpine cénozoïque:

L'analyse structurale fait apparaître quatre phases de déformation synschisteuse. Trois générations superposées de plis principaux sont reconnues à toutes les échelles. L'importance des structures transverses à la chaîne est soulignée.

Un schéma structural est établi et une reconstitution tectogénétique est proposée pour les Schistes lustrés de Haute Ubaye.

En conclusion, les résultats obtenus sont replacés dans le schéma classique de l'évolution géodynamique du domaine téthysien, au cours du "Cycle Alpin".

Des interférences entre paléostructures océaniques et structures alpines sont mises en évidence.

Mots clés : Alpes occidentales, zone piémontaise, Téthys, tectonique océanique, détritisme mixte, déformations superposées, déformation synschisteuse, calcschistes

ABSTRACT

Oceanic tectonic and alpine tectonic in
the "Schistes lustrés from Haute Ubaye
(Piemont zone, occidental Alps)

Cartographic, lithostratigraphic and structural analysis of the "Schistes lustrés" from Haute Ubaye allow to distinguish two sets of tectonic events.

Mesozoic oceanic tectonic

The description and interpretation of 15 or so sections in the Ligure units allow to display:

a) the formation and structuration of the oceanic lithosphere of the ligurian Tethys. The oceanic basement was cutting in a blocks mosaic by some serpentinite-injected faults.

b) the sedimentation in the Ligurian domain during the Jurassic and the Cretace times. Polygenic breccias are intercalated in the ophiolites. After the Oxfordian-Kimmerigian radiolarian sedimentation and the limestone deposit during the Malm time, the cretaceous pelagic alternste deposits are often reworked and intercalated with detrital levels.

Now, the "indetermined" calcschists are assign to the Ligurian serie.

We suggest a chronology for the tectonic and sedimentary Ligurian events.

The lithostratigraphic analysis of the Cula unit assign to the "Ecailles intermediaires", shows that the "Formation brechique du Longet" displays a composite (oceanic and continental) detritism.

We presume that the Cula serie was deposited on an ultramafic crust, appeared during the middle-upper Jurassic time, between the Briançonnais domain and the Piemontais domain.

Cenozoic Alpine tectonic

The structural anlysis shows four stages of cleavage-producing deformation. Three surimposed major fold generation are recognized on all scales.

A structural map and a tectogenetic reconstruction are presented.

The results are replaced in the classical Tethyan geodynamic reconstruction, during the Alpine Cycle.

We show some interferences between oceanic paleostructures and alpine structures.

Key words : Occidental Alps, Piemont zone, Tethys, oceanic tectonic, surimposed deformation, cleavage-producing deformation, lithostratigraphy, calcschists

CHAPITRE I

Les Schistes lustrés de Haute
Ubaye : Historique des
recherches, état des
connaissances et grandes
subdivisions cartographiques.

1 - Cadre général

2 - Travaux antérieurs et buts de l'étude

3 - Moyens et méthodes



1 - Cadre général

1.1 - Présentation géographique

La Haute Ubaye se situe dans le département des Alpes de Haute Provence, à 40 km au Sud-Est de Briançon. Cette région correspond au bassin versant du cours supérieur de l'Ubaye, en amont du village de Maurin (cartes IGN 1/25.000, Aiguille 36-37, 5-6 et Aiguilles de Chambeyron 36-38, 1-2).

Elle est limitée:

- au NW, par les crêtes méridionales du Queyras, soit, du SW au NE: Péouvou (3232 m), Roche Noire (3134 m), Tête de Longet (3146 m) et Tête des Toillies (3175 m),
- à l'Est, par la ligne de crêtes définissant la frontière franco-italienne, soit, du N au S: Tête des Toillies, Col du Longet (2647 m), Monte Salsa (3315 m), Tête de Malacoste (3216 m), Pelvat de Chabrière (3137 m) et col de l'Autaret (2880 m)
- à l'Ouest, par les Pointes de Mary (3206 m, 3126 m).

Le secteur étudié (fig.I-1) correspond au bassin versant en rive gauche de l'Ubaye, en amont du Plan de Parouart, et aux crêtes communes avec le bassin versant de l'Aigue Blanche (Queyras), au Nord - soit une superficie d'environ soixante kilomètres carrés (altitude: 2000 à 3400 m).

Les versants sud, aux pentes relativement douces, sont couverts d'alpages tandis que les versants nord, généralement raides, sont dépourvus de végétation. De plus, le contraste morphologique est important entre les vallons au modelé doux et les principaux sommets aux pentes abruptes. Ce contraste trouve son origine dans la présence d'ophiolites en petits massifs épars dans les métasédiments (schistes et calcschistes).

Aucune voie carrossable ne traverse la région étudiée. Son accès n'est possible, qu'à pied, depuis le village de Maurin (vallée de l'Ubaye: 45 mn), la Chapelle de Clausis (Haute vallée de l'Aigue Blanche, Queyras: 45 mn), ou les villages de Chianale et de Bellino (vallée de la Haute Varaita, Italie: 1 h 30).

Figure I-1: La Haute Ubaye : localisation, cadre topographique et toponymie (d'après les cartes topographiques I.G.N. 1/50.000 - AIGUILLE et AIGUILLES DE CHAMBEYRON)

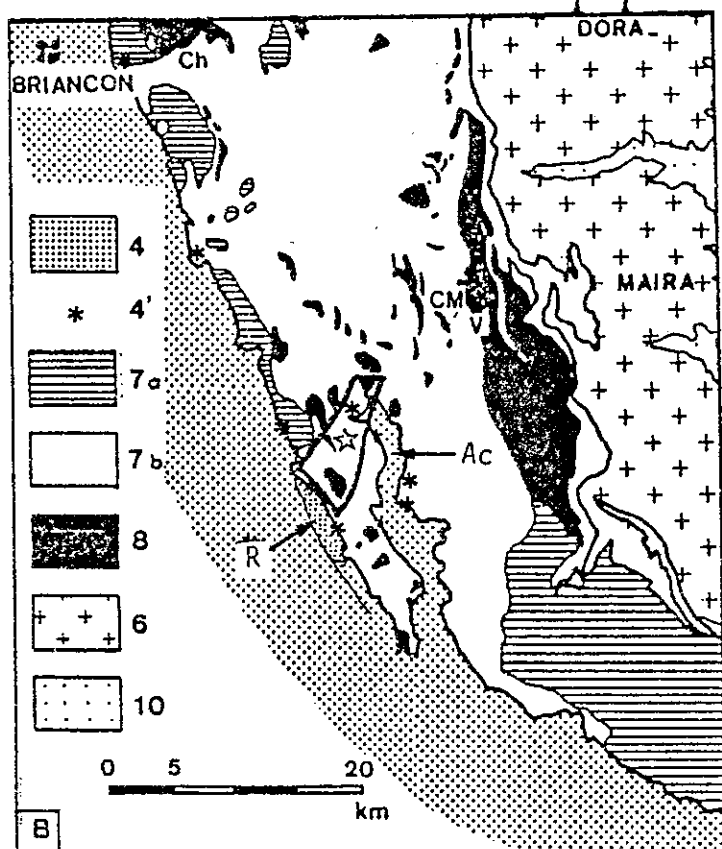
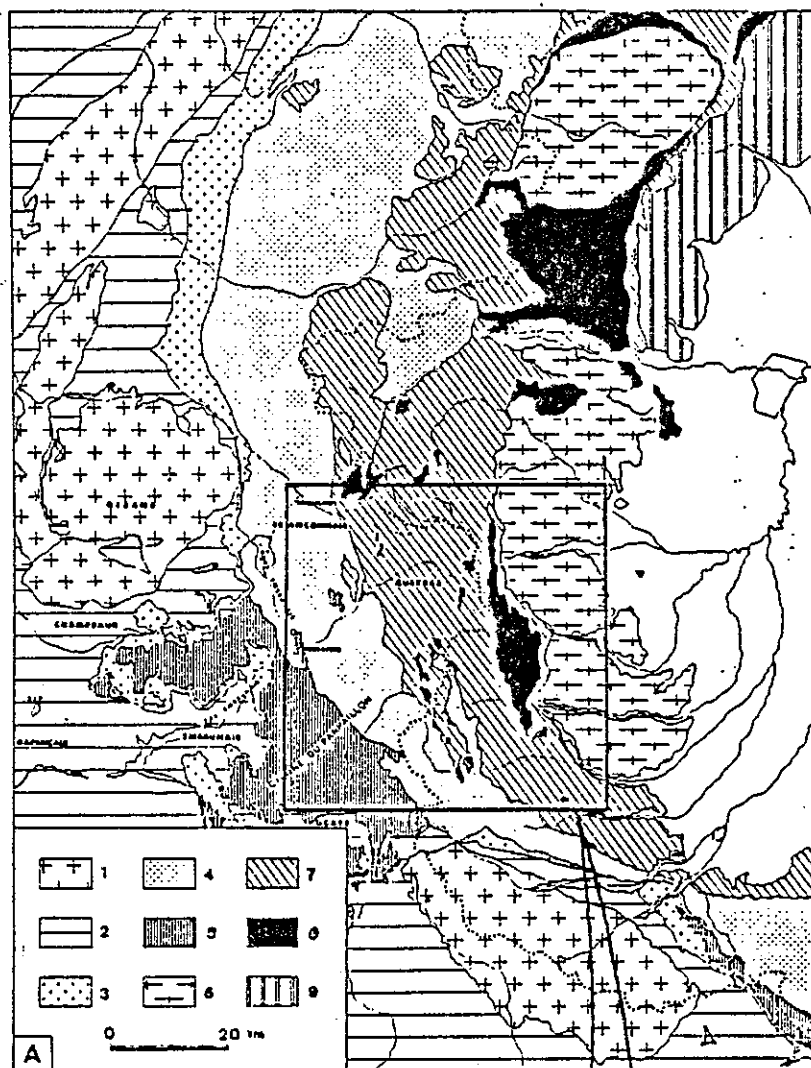


Figure I-2: Localisation du secteur étudié dans l'arc alpin occidental
(A: d'après TRICART, 1980;
B: d'après LE MER & al., 1986)

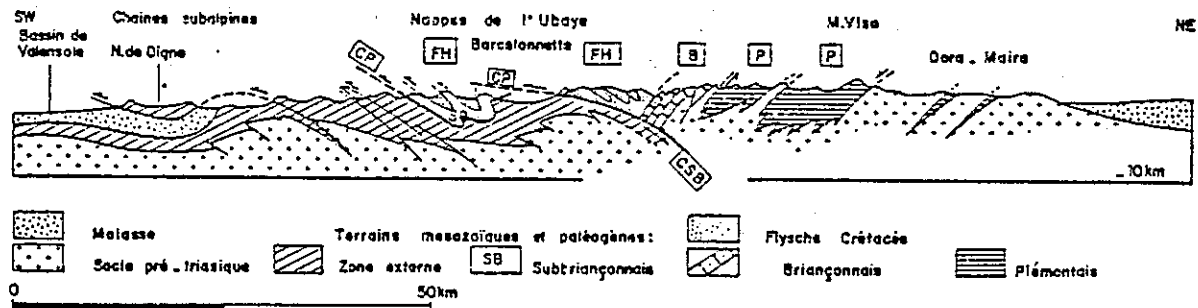


Figure I-3 Coupe simplifiée des Alpes occidentales selon la transversale Barcelonnette-Ligne. CP : chevauchement pennique ; FH : nappes de flyschs à Helminthoïdes (Autapie au S.-W., Parpaillon au N.-E.) ; SB : Subbriançonnais ; B : Briançonnais ; P : Piémontais ; CSB : « cicatrice » subbriançonnaise.

(d'après LEMOINE, 1984)

1.2 - Contexte géologique et structural

La Haute Ubaye est située dans les zones internes des Alpes occidentales.

Ces zones portent les marques d'une tectonique polyphasée sous des conditions métamorphiques évoluant au cours du temps, du faciès "Schistes bleus" vers le faciès "Schistes verts" (fig.I-5).

On peut y distinguer une série de zones structurales majeures qui coïncident, pour l'essentiel, avec des domaines paléogéographiques. On distingue, d'Ouest en Est, sur la transversale sud pelvousienne, et à l'Est du "chevauchement pennique frontal" (DEBELMAS & KERKHOVE, 1980; figs.I-2 et I-3):

- la zone subbriançonnaise, formée d'un ensemble de nappes de couverture à séries variable.

- la zone briançonnaise qui est classiquement subdivisée en (fig.I-4):

- ° unités briançonnaises s.s., dont le socle permo-carbonifère est surmonté d'une épaisse série triasique quartziteuse puis calcaréo-dolomitique. La série qui montre une lacune au Lias supérieur possède un terme Jurassique supérieur calcaire, une lacune du Crétacé inférieur et un Crétacé supérieur calcschisteux. Elle se termine par un "Flysh noir" d'âge Eocène.

- ° unités ultrabriançonnaises (ou de la zone d'Acceglio), dont les calcaires du Malm surmontent directement les quartzites du Werfénien, ou même les micaschistes du Permien (très importante érosion anté-Malm, qui affecte tout le Trias calcaréo-dolomitique).

A cette zone est associé classiquement l'ensemble dit des "Écailles intermédiaires" (LEMOINE, 1967), constituées essentiellement de brèches chaotiques et de matériel détritique d'origine briançonnaise. Ces écailles s'intercalent (position "intermédiaire") entre les unités briançonnaises, à l'Ouest, et la zone piémontaise, à l'Est.

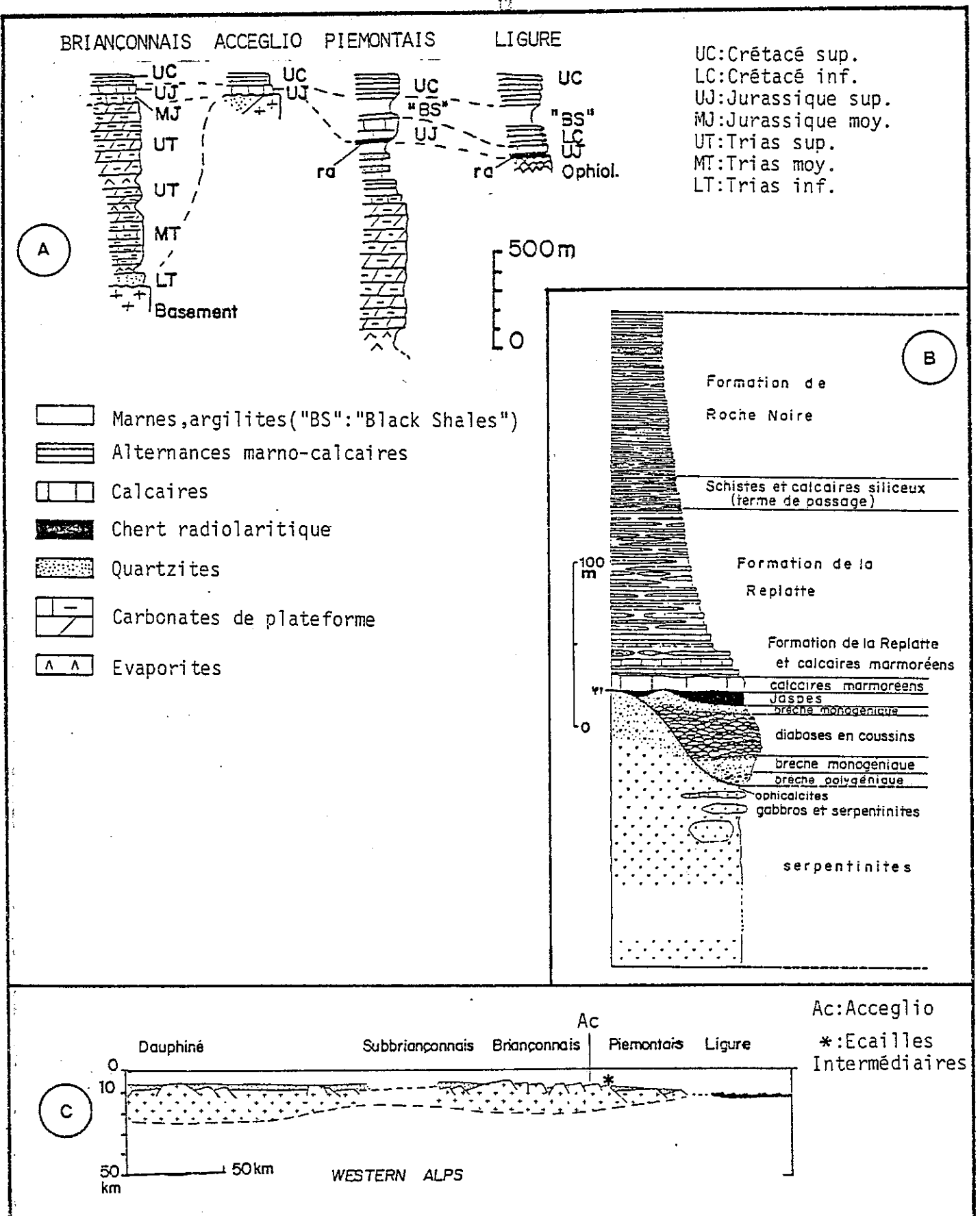


Figure I-4 : Séries stratigraphiques et paléogéographie téthysienne des zones internes des Alpes occidentales.

A : colonnes stratigraphiques simplifiées (d'après LEMOINE & al., 1986b)

B : La série de Chabrière : colonne stratigraphique (d'après TRICART, 1973)

C : Coupe palinspastique schématisée des Alpes occidentales, au Jurassique supérieur (d'après LEMOINE & al., 1986b)

- la zone piémontaise s.l. (dite aussi des "Schistes lustrés"), qui se subdivise en:

° unités piémontaises s.s.. Elles comprennent des unités de "socle" (massifs cristallins internes) et des unités de "couverture" (ancien "prépiémontais" notamment), à Trias et Lias très épais. Elles correspondent au domaine piémontais, classiquement interprété comme la partie distale de la marge "européenne" de la Téthys mésozoïque.

° unités ligures (aussi nommées liguro-piémontaises), à soubassement ophiolitique et couverture sédimentaire d'âge Jurassique supérieur à Crétacé; la série la plus connue est celle de Chabrière (par. 2.2). Ces unités proviendraient du domaine ligure de la Téthys mésozoïque, à croûte océanique.

Dans la région étudiée, ces différentes zones correspondent:

- pour les unités briançonnaises s.s., aux unités de la bande de Mariné et à la zone de Ceillac (GIDON, 1957).

- pour les unités ultrabriançonnaises à série réduite:

° les unités de la bande du Roure, à l'Ouest (LE GUERNIC, 1967): unités de Maniglia et de Cialancioun (Vaillon et Pointes de Mary, Pointe du Roure) et unité de l'Alpet à mégabèche chaotique (Ecaillés intermédiaires).

° les unités de la bande d'Acceglio-Longet, à l'Est (LEFEVRE, 1982; etc.): unité du Pelvo d'Elva et brèches chaotiques du Longet.

- pour les unités piémontaises s.s., à l'Unité du Péouvou (TRICART, 1973) qui affleure au Nord de l'Ubaye (fig.I-6)

- pour les unités ligures, à toute la masse des "Schistes lustrés" que chevauchent, à l'Ouest, les unités ultrabriançonnaises de la bande du Roure ("rétrochevauchements" tardifs postérieurs au charriage des unités de "Schistes lustrés" sur les unités briançonnaises). Les unités ligures sont charriées sur la bande Acceglio-Longet (LEMOINE, 1962; DEBELMAS & KERCKHOVE, 1980, etc.). Elles sont donc pincées, au sein de la zone ultrabriançonnaise (fig.I-3).

Le secteur étudié est donc entièrement constitué par des séries ligures ainsi que les brèches du Longet (Ecaillés intermédiaires, voir chapitre IV).

2 - Travaux antérieurs et buts de l'étude

2.1 - Etudes antérieures en Haute Ubaye

Soupçonné depuis longtemps (LEMOINE, 1957 et LEMOINE & DEBELMAS, 1957), l'allochtonie des "Schistes lustrés" de Haute Ubaye, sur les séries ultrabriançonnaises de la bande Acceglio-Longet (définie par S.FRANCHI), a été démontrée en 1960 par M.LEMOINE, au col du Longet (découverte de microfaunes du Crétacé supérieur dans la couverture des unités ultrabriançonnaises). Cette allochtonie a été confirmée par les études de A.MICHARD (1957, 1967) et de R.LEFEVRE (1982).

Ce secteur a déjà été l'objet de plusieurs études spécifiques:

- en 1962, D. LEBLANC s'est attaché à caractériser la terminaison septentrionale de la bande d'Accaglio, dans la région du col du Longet. A l'issue de cette étude, il décrit les différents faciès de l'Unité ultrabriançonnaise, de la "Brèche du Longet" (voir chapitre IV) et des "Schistes lustrés" environnants.

- en 1967, M. LEMOINE a précisé les caractères de la "Brèche du Longet" et en a tiré des conclusions quant à son origine paléogéographique, son âge et à son mode de sédimentation.

- en 1970, LEMOINE, STEEN & VUAGNAT ont défini sur l'arête est du Pic du Pelvat, la série de Chabrière (fig.I-4), série type des unités ligures des Alpes occidentales, équivalent des séries ligures de l'Apennin septentrional.

- en 1972, D.M. STEEN a analysé, dans le vallon de Chabrière et le massif de la Gavie, la pétrographie des ophiolites et présenté une esquisse cartographique.

2.2 - Principaux résultats sur les unités ligures des Alpes occidentales

Au cours des 25 dernières années, de nombreux auteurs ont étudié les unités ligures dans les régions voisines et en ont entrepris une cartographie de détail (voir BERTRAND & al., 1985, au Montgenèvre; DUMONT, 1984, CARON, 1977, POLINO, 1984, dans les Alpes cottiennes; AYOUB, 1984, CABY & al., 1981 et 1987, LAGABRIELLE, 1982 à 1987, LEMOINE, 1956 à 1986, SABA, 1986, TRICART, 1972 à 1986, en Queyras; etc.).

Ces études ont surtout consisté en une approche stratigraphique, structurale et pétrographique simultanées.

* résultats sur la stratigraphie des unités ligures des Alpes occidentales

Les études ont conduit à la définition d'une série ligure type: la série de Chabrière (fig.I-4). Elle présente un "socle ophiolitique" correspondant à la croûte de l'océan téthysien, recouvert par une succession sédimentaire. On observe cette série (au moins en partie), sur de nombreuses coupes dans toute la région.

Elle comprend stratigraphiquement de bas en haut (fig.I-4; voir aussi par.II-21):

- péridotites serpentinisées et intrusions de métagabbros
- brèches ophiolitiques (essentiellement ophicalcitiques)
- basaltes en coussins et brèches d'éclatement associées
- radiolarites (Oxfordien sup. - Kimméridgien; DE WEVER & CABY, 1981; SHAAF & al., 1985)
- calcaires clairs attribués au Malm
- Formation de la Replatte (alternances schisto-calcaires) d'âge supposé Crétacé inférieur
- Formation de Roche Noire (alternances schisto-gréseuses) d'âge supposé Crétacé moyen

De plus, cette succession montre de nombreuses intercalations à détritisme ophiolitique plus ou moins grossier.

A part le terme radiolaritique, cette série n'est pas calée précisément sur l'échelle stratigraphique, en raison de l'absence de fossiles. Les âges sont donc supposés, par comparaison avec la succession et les faciès des unités ligures de l'Apennin où les faunes ont été conservées (Bracco: DECANDIA & ELTER, 1972; Vara: BARRETT, 1982).

Des microfaunes du Crétacé supérieur ont été découvertes récemment, dans une formation de calcschistes des unités ligures du Queyras (LEMOINE & al., 1984), malheureusement non corrélée avec les séries de type Chabrière. Vu la mauvaise conservation de ces microfaunes due au métamorphisme, ces datations restent encore très discutées (RAOULT, 1986).

Les récentes synthèses sur les séries ligures (LAGABRIELLE & al., 1984, LEMOINE, 1984, 1985, LEMOINE & al., 1986a et b; TRICART & LEMOINE, 1986a et b) conduisent à des reconstitutions palinspastiques de la Téthys ligure. Le modèle général d'évolution du domaine océanique de la Téthys ligure est le suivant:

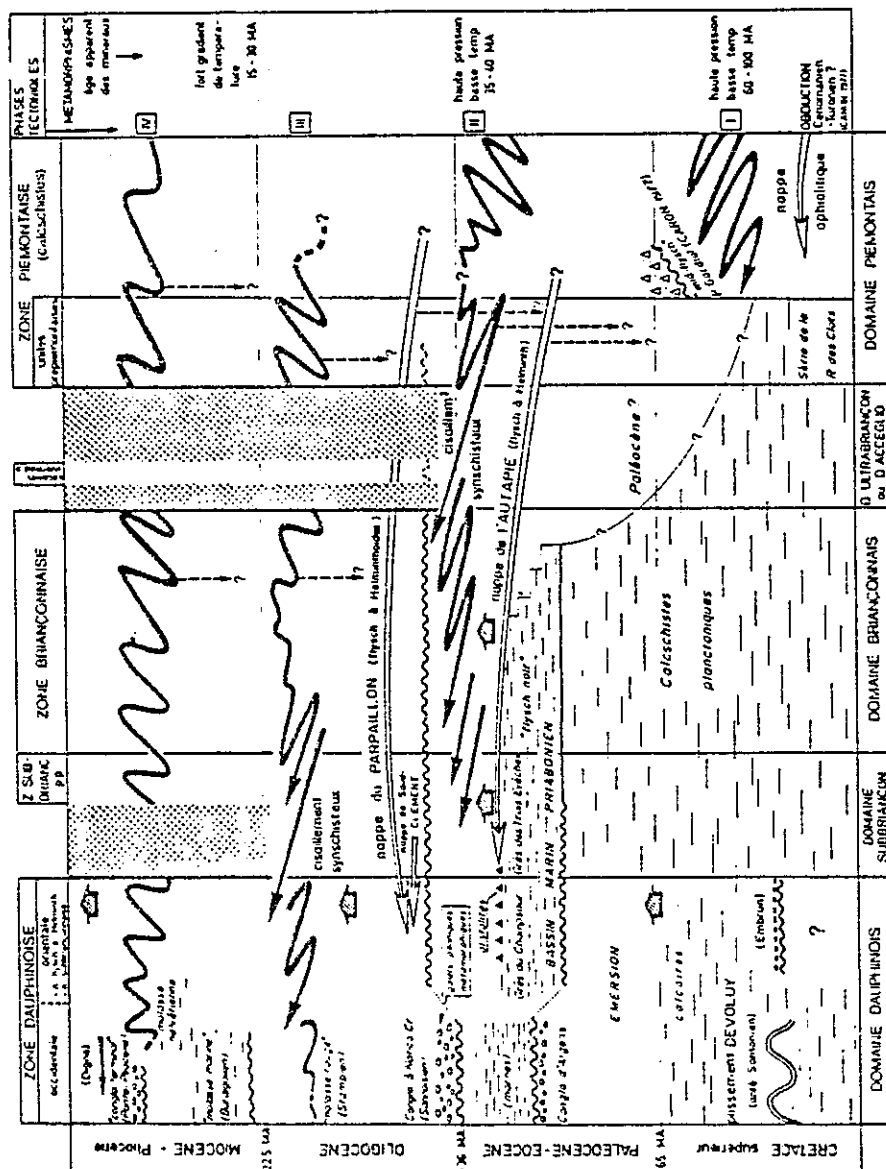
- Trias sup., Lias: rifting au sein de la croûte de la Pangée. C'est pendant cette période que s'individualisent les grands domaines paléogéographiques (domaine piémontais et briançonnais).
- Jurassique moyen (?) - début du Jurassique supérieur: apparition d'un substratum serpentiniteux et gabbroïque déjà tectonisé, sur lequel se déposent des brèches basiques et ultrabasiques, puis épanchements locaux de basaltes tholéitiques, peu épais (quelques centaines de mètres, au maximum).
- Jurassique supérieur: sédimentation de radiolarites (Oxfordien sup., Kimméridgien), puis de calcaires pélagiques à calpionelles (Tithonique-Berriasien).
- Crétacé inférieur: sédimentation de schistes, calcschistes et de termes détritiques basiques et ultrabasiques fréquents, dus à l'érosion d'escarpements sous-marins.
- Crétacé moyen: sédimentation de "black shales" et de grès
- Crétacé supérieur: sédimentation locale de boues à foraminifères planctoniques (LEMOINE & al., 1984).

* résultats sur la structure des unités ligures des Alpes occidentales

Des études structurales, en particulier microstructurales, ont été menées dans les Unités ligures et piémontaises des Alpes occidentales, depuis les Alpes cottiennes, au Nord (CARON, 1977) jusqu'à la haute vallée de la Maïra (SCHUMACHER, 1972), et notamment, en Haut Cristillan (fig.I-1), juste au Nord de la région étudiée ici (TRICART, 1973, 1974). Une synthèse de ces études (CARON & al., 1973) conduit les auteurs à distinguer 3 phases de déformation synschisteuse superposées.

Les récentes synthèses de P. TRICART, sur la transversale sud pelvosiennaise, plus particulièrement axée sur la zone briançonnaise (TRICART, 1980, 1984), l'amènent à distinguer quatre phases de plissements synschisteux (fig.I-5).

En Haute Aigue Blanche, juste au Nord du secteur étudié (fig.I-1), AYOUB (1984) distingue quatre phases de structurations, corrélables à celles des synthèses de TRICART.



A- CHRONOLOGIE DE TRICART, 1980

(Axée sur les relations entre les zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise)

CABY & al., 1978
(Alpes occident.)

CARON, 1977
(S.l. des Alpes cottiennes)

CARON & al., 1973
(S.l. piémontais)
TRICART, 1973
(Haut-Cristillan)

AYOUB, 1984
(Haute Aigue-Blanche)

TRICART, 1984
(Alpes occid.)

B- ÉTUDES DANS LES UNITÉS LIGURES

Les phases tectogénétiques qu'il distingue sont les suivantes (fig.I-5):

phase 1: tectogenèse "éocalpine", uniquement perçue au travers de la foliation S1, à minéraux HP-BT. Elle correspondrait à la tectogenèse B de TRICART (1984). CARON (1977) lui attribue un âge Crétacé sup. Elle affecte les unités ligures et au moins certaines unités piémontaises.

phase 2: plissement intrafoliaire à vergence Nord probable, qui montre des plis isoclinaux cartographiques à flancs très développés. Il est associé à la foliation métamorphique à amphiboles bleues et à la linéation d'étirement régionales. Il correspondrait à la tectogenèse D de TRICART (1984), daté de l'Eocène (LIEWIG & al., 1981), qui voit le charriage des "Schistes lustrés" sur les unités briançonnaises, et la mise en place des nappes briançonnaises, à l'Ouest.

phase 3: plissement synschisteux déversé vers le Sud qui montre des plis à toutes les échelles, à charnières arrondies, dissymétriques et à axes de direction moyenne E-W. Il est associé à une schistosité de crénulation et, localement, à une linéation d'intersection et de microplis. Il correspondrait à la tectogenèse F de TRICART et serait d'âge Oligocène. C'est cette phase qui voit se produire le charriage du Briançonnais sur la zone dauphinoise (externe).

phase 4: "Rétrodéversements". Cette phase correspond aux basculements de toutes les structures antérieures vers un pendage Ouest, à des cisaillements, des retrochevauchements (vers l'Est) et des étirements (qui se manifestent notamment par une amorce de réglage E-W de tous les axes et lignes antérieurs). Elle est aussi associée, dans les secteurs occidentaux des unités ligures, à un plissement subméridien déversé vers l'Est et au rétrodéversement du Briançonnais oriental, sur les "Schistes lustrés". Elle correspond à la tectogenèse G de TRICART (1984), rapportée au Néogène.

2.3 - Buts de l'étude

Dans le cadre des recherches entreprises sur la zone des "Schistes lustrés", l'étude des Unités de Haute Ubaye avait pour but:

- de dresser une carte géologique de la région, à la fois homogène et détaillée
- d'établir un schéma structural et de reconstituer la tectogenèse alpine, et en particulier de caractériser les plissements successifs
- de reconstituer, au travers des déformations alpines, des paléorelations structurales entre "socle océanique" et sédiments.
- de reconstituer des paléoenvironnements sédimentaires de la Téthys ligure
- d'analyser le Complexe bréchique du Longet afin d'en définir la succession, d'en préciser l'origine paléogéographique et les relations avec les unités voisines.

Figure I-5: A: Chronologie des événements tectogénétiques des Alpes occidentales. B: Corrélations entre les chronologies issues de différentes études structurales sur la zone piémontaise.

3 - Moyens et méthodes

3.1 - Définition cartographique de six complexes

La Haute Ubaye n'a jamais fait l'objet d'une cartographie de détail (sauf au Nord Est: carte au 1/12.500^{ème} déjà ancienne de la région du Col du Longet: LEBLANC, 1962).

Les objectifs fixés nécessitaient une cartographie précise et tenant compte des données récentes de la stratigraphie des unités piémontaises et ligures. Une carte détaillée au 1/10.000^{ème} a donc été levée sur toute la région étudiée (Planche Hors Texte).

Cette carte fait apparaître plusieurs entités lithostructurales: nous distinguons six bandes cartographiques kilométriques, parallèles et disposées grossièrement selon une direction NW-SE (fig.I-6). Cette distinction est possible grâce à:

- l'alignement, en bandes NW-SE, des formations sédimentaires (calcaires marmoréens du Malm, notamment)
- la nature différente du matériel ophiolitique, d'une bande à l'autre
- la variation des caractères des séries lithostratigraphiques qui composent chacune des bandes

cartographiques.

Tout au long de ce mémoire, j'emploierai le terme de Complexe pour désigner ces entités cartographiques et lithostratigraphiques, qui ne sont pas toujours des unités structurales.

Ces différentes entités et leurs principaux composants lithologiques sont, d'Ouest en Est:

- le Complexe de Chabrière : massifs du vallon de Chabrière
 "substratum ophiolitique": microgabbros et basaltes;
 "couverture adhérente": série de Chabrière (y compris la localité type)
- le Complexe de la Gavie : crêtes de la Gavie, la Blave, Bas vallon de Rubren, Pas de Gandin
 "substratum ophiolitique": péridotites serpentinisées
 "couverture adhérente": série de Chabrière et calcschistes
- le Complexe de Cornascle : flancs N et SW de la Pointe de Cornascle, Vallon de Rubren, Crêtes de Mongioia
 "substratum ophiolitique": ophicalcites et prasinites
 "couverture adhérente": succession variable assimilable à la série de Chabrière
- le Complexe de Rubren : Bric de Rubren, Mont de Salsa
 "substratum ophiolitique": prasinites
 "couverture adhérente": calcaires marmoréens et schistes noirs
- le Complexe de la Tête des Toillies : Pic de la Farneiréta, Petite Tête Noire, Tête des Toillies
 "substratum ophiolitique": péridotites serpentinisées et prasinites
 "couverture adhérente": calcaires et calcschistes

Ces 5 complexes présentent des séries ligures, dont l'origine paléogéographique est le domaine océanique téthysien lieure (chapitres II et III).

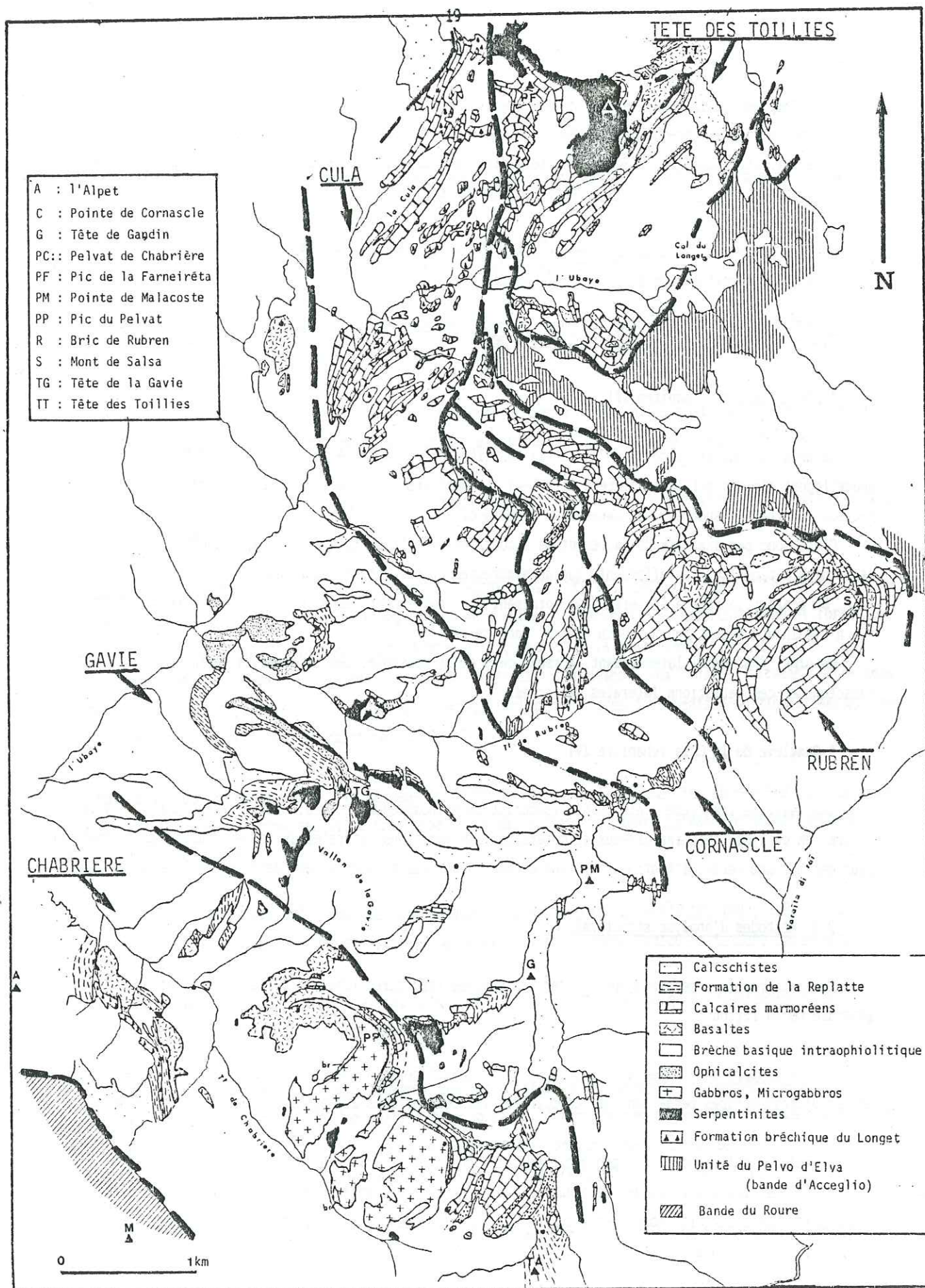


Figure I-6 : Définition cartographique des six complexes de Haute Ubaye

- le Complexe de la Cula : Crêtes de la Cula, les Ouilas, Vallon de Cornascle
montre un complexe bréchique chaotique à éléments dolomitiques et micaschisteux, nommé Brèche du Longet (Chapitre IV), attribuable aux "Ecailles intermédiaires", dont l'origine paléogéographique est plus externe (marge européenne de la Téthys ligure, entre domaine briançonnais et domaine piémontais, voir chapitre IV).

Notre analyse lithostratigraphique (chapitres II et IV) sera basée sur cette distinction cartographique, qui a aussi une signification structurale (chapitre V).

3.2 - Méthodes d'analyse lithostratigraphique

* Séries ligures (chapitre II)

Le point de départ de cette étude est la connaissance de la série de Chabrière et des termes nouvellement définis qui la complètent (fig.I-4). La majorité des coupes décrites au Nord et au Sud du secteur, montre des successions comparables à celle-ci.

C'est donc par analogie de faciès et de succession avec la série type, et par l'étude simultanée des structures alpines qui les affectent, que de nombreuses coupes ont été décrites.

Un échantillonnage a été effectué, notamment pour rechercher des microfaunes nécessaires aux datations. Il n'a malheureusement fourni aucun élément dans ce sens.

De plus, j'ai suivi latéralement, lorsque cela était possible, les successions définies pour caractériser des variations latérales de faciès.

* Complexe de la Cula (chapitre IV)

Une démarche identique a été suivie (description de nombreuses coupes, analyse structurale afin de suivre, en continu, certains niveaux et déterminer les variations latérales de faciès, cartographie précise) pour définir une série lithostratigraphique et ses caractères sédimentaires, dans le Complexe de la Cula.

3.3- Méthodes d'analyse structurale

La cartographie a permis d'appréhender les grandes structures (Chapitre V), et donc, l'architecture générale de la région.

Sur la plupart des coupes étudiées, j'ai tenté de mettre en évidence la géométrie des petites structures et des microstructures permettant de caractériser les déformations superposées, et leurs interférences.

L'analyse tectonique plus approfondie de quelques sites choisis m'a permis de caractériser, dans la région étudiée, les modalités des déformations qui affectent les unités de Haute Ubaye, et de les rattacher, d'une part, aux structures observées à toutes les échelles, dans tout le secteur, d'autre part, à la chronologie des auteurs (fig.I-5).

4 - Glossaire

Ce paragraphe a pour objet de préciser le sens sous lequel sont employés certains termes de ce mémoire.

Complexe : entité cartographique et lithostratigraphique disposée selon une bande subméridienne, en Haute Ubaye. Ce terme n'est pas toujours équivalent à celui d'unité structurale

Schistes lustrés : pris au sens de zone des Schistes lustrés piémontais (ou zone piémontaise s.l.), c'est à dire, zone structurale rassemblant les unités ligures et les unités piémontaises.

Unités ligures : unités issues du domaine ligure, c'est à dire, unités contenant un paléosubstratum ophiolitique (ou ses reliques). Origine paléogéographique: portion ligure du paléo-océan téthysien.

Unités piémontaises : unités issues du domaine piémontais. Origine paléogéographique: partie la plus distale de la marge européenne.

Ecailles intermédiaires : pour les auteurs (LEMOINE, 1967; LEFEVRE, 1982, notamment), ce terme englobe un chapelet d'unités à affinité ultrabriançonnaise et d'unités à brèche polygénique chaotique et formations "reconstituées", situé structuralement entre la zone briançonnaise et la zone piémontaise.

Dans ce mémoire, l'emploi de ce terme est restreint uniquement aux unités situées entre zone briançonnaise et zone piémontaise et contenant des mégabrèches chaotiques à éléments d'origine briançonnaise probable (dolomies, quartzites, "Permien reconstitué").

Unités ultrabriançonnaises : pris au sens de LEFEVRE (1982), pour désigner les unités les plus internes du Briançonnais, à série permo-triasique très érodée. En Haute Ubaye, ce sont: la bande d'Acceglio-Longet pro parte et la bande du Roure.

Microgabbro : est employé pour décrire ce que certains auteurs (LAGABRIELLE, 1982; SABA, 1986, etc.) nomment aussi dolérite plus ou moins grossière. Une dolérite est une roche basique à texture intersertale.

Diabase : est utilisé comme l'a fait SABA (1986), pour les roches basiques filoniennes ou en coulées qui, d'une manière générale sont très chloritisées.

Ophicalcite : est employé pour désigner une roche formée d'un assemblage de péridotite serpentinisée (serpentinite) et de calcite. La proportion de l'un et de l'autre de ces termes est variable. Cette roche peut avoir une origine sédimentaire (éléments de serpentinite dans un ciment carbonaté: OC2), ou une origine tectonique (fractures dans la serpentinite injectées de calcite: OC1). Voir aussi par.II-3.1.

Prasinite : est employé dans le sens de roche sédimentaire détritique dont le matériel originel est basique (gabbros, dolérites, basaltes), voire en partie ultrabasique (péridotites).

CHAPITRE II

Lithostratigraphie des complexes ophiolitiques de Haute-Ubaye

- 1 - Introduction
- 2 - Le Complexe de Chabrière
- 3 - Le Complexe de la Gavie
- 4 - Le Complexe de Cornasclé
- 5 - Le Complexe de Rubren
- 6 - Le Complexe de la Tête des Toillies
- 7 - Conclusions

1 - Introduction

Dans les Schistes lustrés, les unités stratigraphiques à "socle ophiolitique" sont connues depuis longtemps (cf. chap. I): elles sont nommées séries ligures (ou à affinités ligure).

C'est dans le vallon de Chabrière, par comparaison avec les séries de l'Apennin ligure, qu'a été définie la série ligure type (LEMOINE & al., 1970; HACCARD & LEMOINE, 1970).

Depuis, les auteurs ont reconnu de nombreuses successions assimilables à cette dernière, dans les Alpes occidentales (LAGABRIELLE, POLINO & al., 1984, etc.), et en Corse (AMAUDRIC DUCHAFFAUD S. & al., 1972; CARON & DELCEY, 1979). Ils en ont précisé les caractères et ont mis en évidence des variations par rapport à cette série type. Localement, cette succession a même été complétée par la description d'un autre terme: la Formation de Roche Noire (TRICART, 1973).

Dans la région étudiée, les bandes cartographiques subméridiennes observées (Complexes, cf. chap. I), nous serviront de guide pour la description des séries ophiolitifères.

A l'aide de la cartographie et du levé de nombreuses coupes de détail, la stratigraphie de chacun des complexes de Haute Ubaye sera définie et précisée. Nous mettrons en évidence d'importantes variations de faciès et de successions par rapport à la série type de Chabrière.

Cette analyse fine de la succession ophiolitique et sédimentaire, et de l'interface ophiolites-sédiments, nous conduira à préciser les modalités de mise en place (magmatiques et sédimentaires) des ensembles lithologiques des Schistes lustrés de Haute Ubaye.

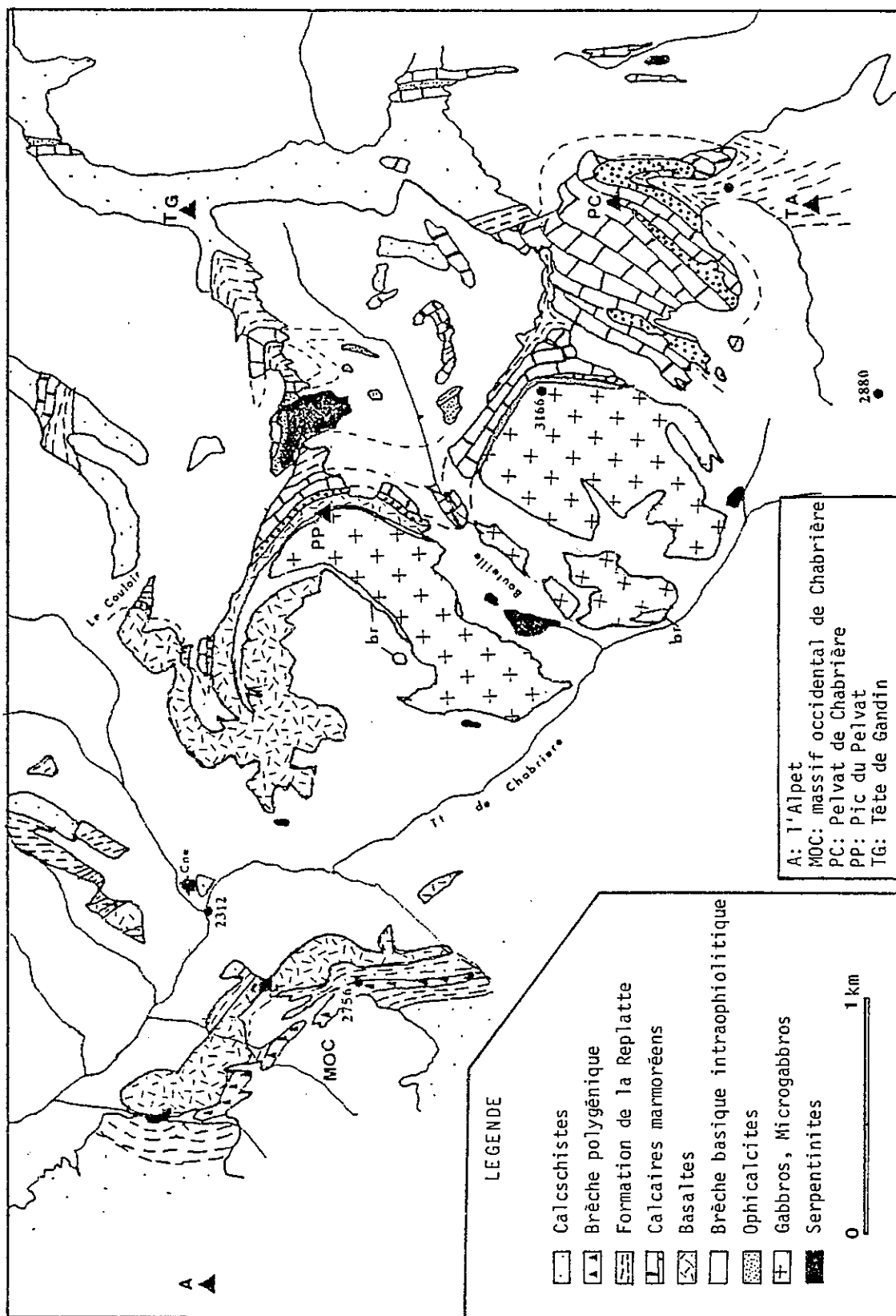


Figure I-1 : Carte des affleurements du Complexe de Chabrière

2 - Le complexe de Chabrière (figs.II-1 et II-2)

Ce complexe, défini géographiquement au par. I-2.1 (fig.I-6), a déjà été l'objet d'une étude pétrographique et stratigraphique (STEEN; 1972, LEMOINE & al.; 1970).

Les termes ophiolitiques situés de part et d'autre du Torrent de Chabrière sont de nature variable.

A l'Ouest, le massif occidental de Chabrière montre un soubassement visible formé uniquement de basaltes en coussins.

A l'Est, le Pic du Pelvat et le Pelvat de Chabrière sont constitués de deux dalles de microgabbros et de basaltes massifs ou en coussins, dans le prolongement l'une de l'autre.

Des pointements de serpentinites apparaissent, çà et là, entre ces massifs.

La couverture sédimentaire est celle de la série de Chabrière. Néanmoins, elle montre des variations de succession et de faciès.

La description et l'analyse de plusieurs coupes nous conduiront à préciser ces variations.

La possibilité (exceptionnelle dans les Schistes lustrés de la région) d'observer latéralement sur de grandes distances (1 à 3 km), la succession ophiolites-sédiments dans ce complexe offre des éléments nouveaux pour les reconstitutions des conditions de l'ouverture océanique et de la sédimentation téthysiennes.

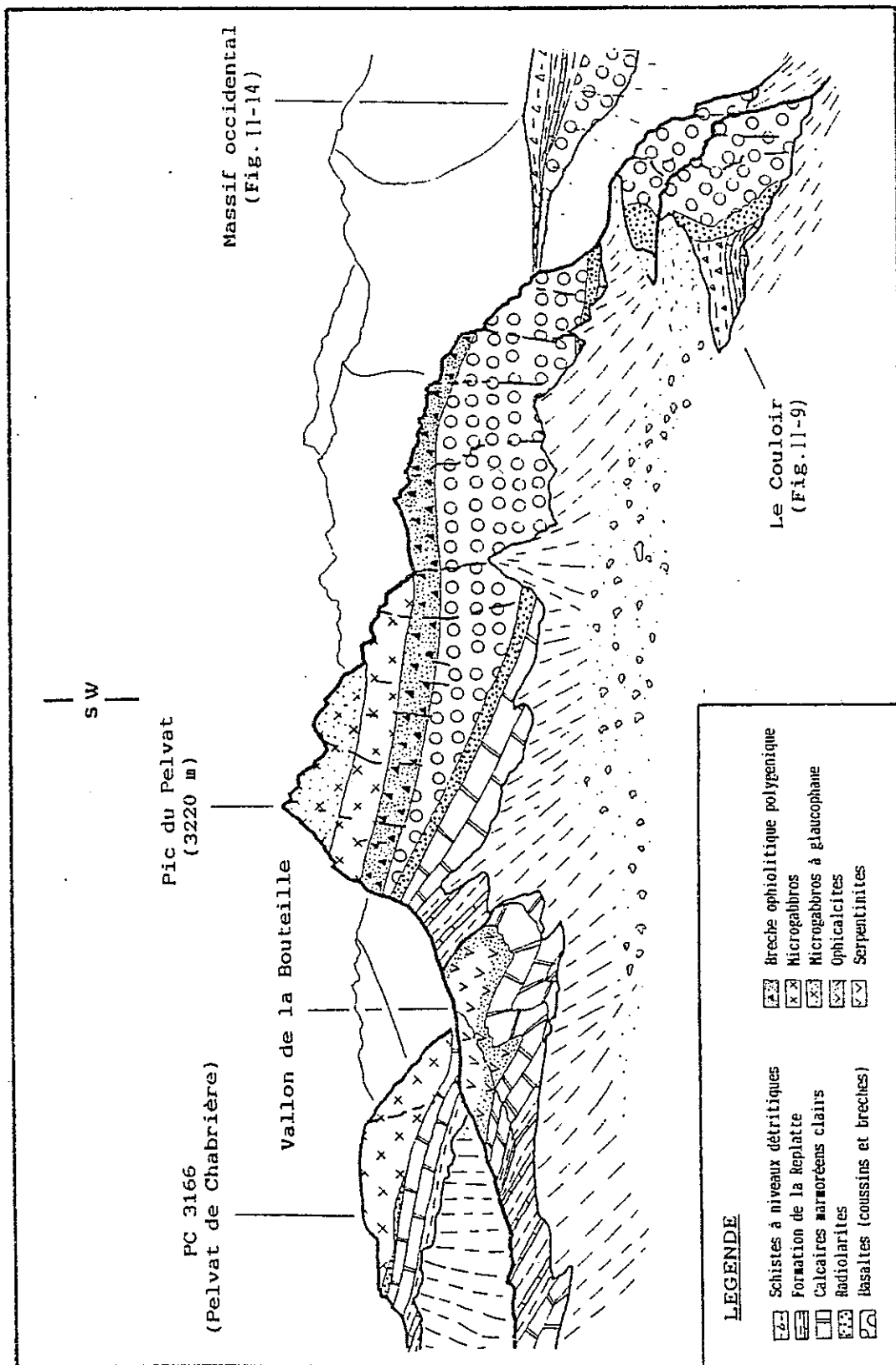


Figure II-2 : Panorama du Vallon de Chabrière (d'après photographie depuis le vallon de la Gavie).

2.1 - Coupe du Pic du Pelvat : la série de Chabrière

La série est renversée. L'orientation moyenne des couches est N 10, 45 W. Bien que l'on se situe dans une structure en grands plis couchés vers l'E (Chap. V), aucun découplage tectonique n'affecte, ni le contact ophiolites-sédiments, ni la succession stratigraphique. Il est donc possible d'analyser précisément les différents termes lithostratigraphiques, et la position de ces termes les uns par rapport aux autres.

Dans l'ordre stratigraphique, soit de haut en bas sur le terrain, on observe (figs.II-2 et II-3):

+ un socle océanique de nature variée (fig. II-3)

(a) microgabbros^(*) riches en glaucophane (STEEN, 1972) qui forment le sommet du Pic du Pelvat

(b) microgabbros dans la partie supérieure (actuellement partie inférieure: série renversée) desquels on peut observer des filons décimétriques de diabase^(**) à grain fin. Ceux-ci font un angle important avec le contact entre les microgabbros et le terme (c) qui les surmonte stratigraphiquement. Ces filons présentent un contact très tranché avec les gabbros encaissants. On n'a jamais pu observer le passage d'un de ces filons (dyke probable) dans l'ensemble supérieur (c).

(c) brèches (5 à 25 m) à éléments de diabases, anguleux (centimétrique à décimétrique), non classés, et à matrice diabasique fine vert-jaunâtre (fig.II-4). Cette brèche est traversée par quelques dykes de diabases à bordures figées. Ces dykes pourraient être les mêmes que ceux observés dans les gabbros (b). Il est probable qu'ils alimentent les coulées sus-jacentes (d).

Le contact microgabbro (b)-brèche (c) est généralement franc. Néanmoins, localement, sur l'arête nord du Pic du Pelvat (alt.3050 m), on observe, sur quelques centimètres, que la roche a un aspect moins massif que celui des microgabbros et une teinte intermédiaire. Le passage des gabbros à la brèche semble progressif. On peut interpréter ce niveau comme un sable de microgabbro à matrice diabasique. Il y a remaniement du substratum à la base de la brèche; ceci confirme le caractère stratigraphique du contact et le caractère sédimentaire de la brèche (voir plus loin).

Il existe aussi des microgabbros au sein même de la brèche. Le mode d'affleurement ne permet pas de bien voir les contours de ces amas métriques de gabbro. On peut les interpréter, soit comme des intrusions filoniennes diffuses dans la brèche, soit plutôt comme des gros blocs remaniés dans la brèche.

^(*) Le terme microgabbro est employé, ici, pour décrire ce que certains auteurs (LAGABRIELLE, 1982; SABA, 1986, etc.) nomment aussi Dolérite plus ou moins grossière.

Une dolérite est une roche basique à texture intersertale.

^(**) Le terme diabase est utilisé comme l'a fait SABA (1986), pour les roches basiques filoniennes ou en coulées qui, d'une manière générale sont très chloritisées.

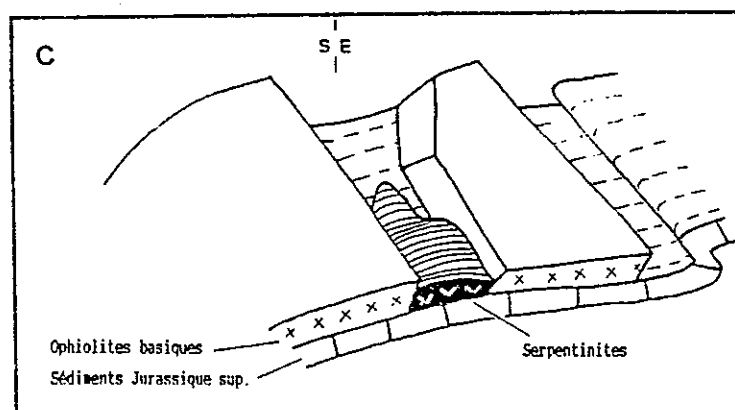
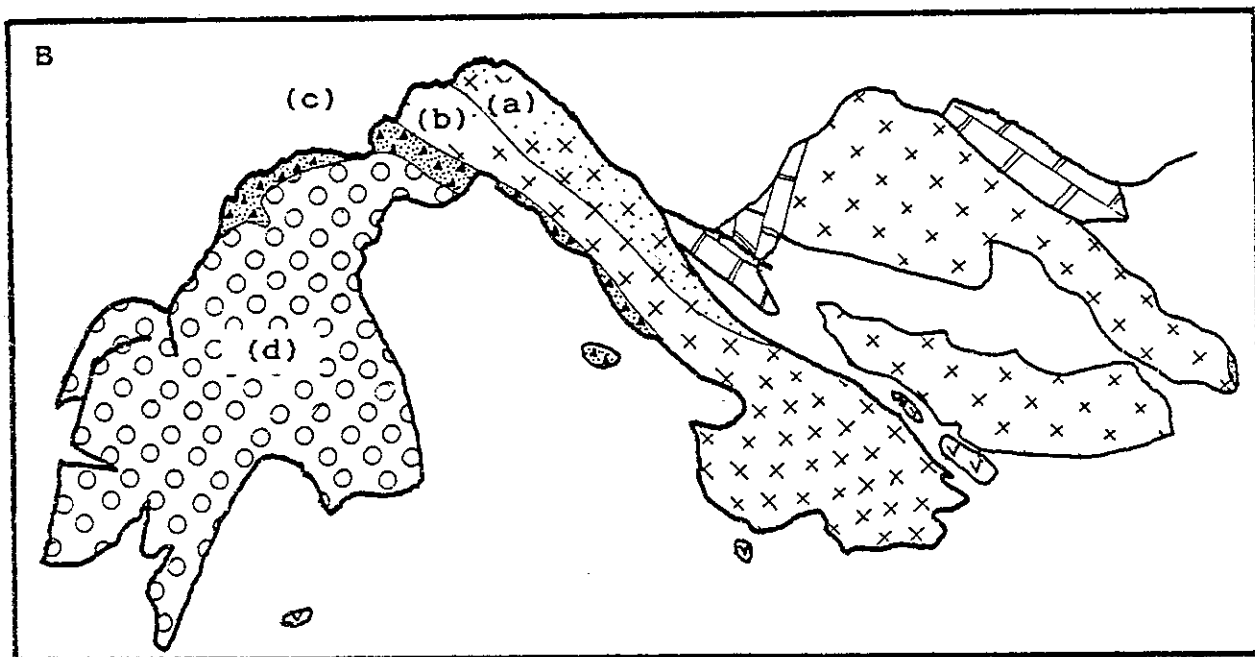
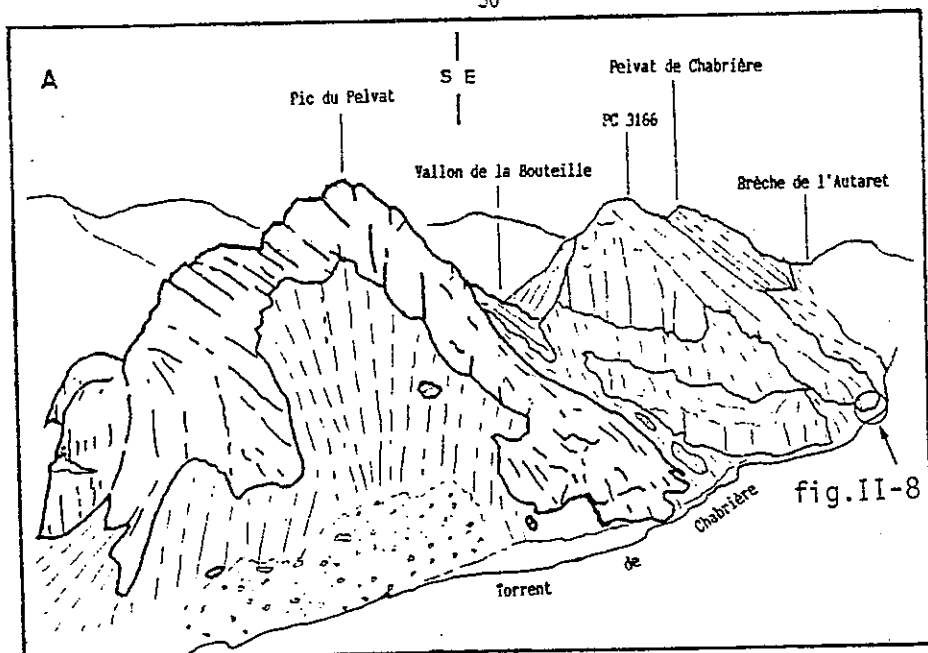


Figure II-3: Face NW du Pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière
 A - Panorama depuis l'Alpet (d'après photographie)
 B - Localisation des ensembles lithologiques (Légende: voir par. 21)
 C - Bloc diagramme montrant la disposition des masses ophiolitiques au contact (renversé) avec les calcaires du Malm (cf. p.124)

Pour STEEN (1972), ce niveau bréchique représenterait un "faciès de passage" magmatique entre les microgabbros et des diabases. En fait, les caractères de cette brèche sont, en de nombreux points, similaires à ceux des brèches sédimentaires polygéniques observées dans d'autres massifs (par exemple, formation (d) du massif occidental de Chabrière, par.2.4.2). Cette brèche serait donc sédimentaire. Elle proviendrait de l'accumulation d'éléments issus du démantèlement de massifs diabasiques et, localement, du soubassement gabbroïque. Dans cette brèche, et postérieurement à son dépôt, des dykes de diabases se mettent en place pour alimenter les coulées supérieures (d) visibles dans ce massif.

(d) diabases massives (épaisseur: 30 m environ). Ce sont des metabasites à litage grossier, dû à des alternances de niveaux plurimétriques de diabases à grain plus ou moins fin.

Le contact inférieur avec la brèche se fait par un passage progressif rapide (quelques cm). Son caractère stratigraphique est clair.

Dans ces basaltes, on observe localement de petits couloirs à serpentinite et à talcschistes. Parallèlement à ces couloirs existent des plans enduits par des indices de minéralisation cuprifère (placages de malachite). Bien que le prolongement de ces couloirs n'ait pu être mis en évidence dans les termes sous-jacents (b,c,d), ils pourraient être des témoins de paléofractures injectées de serpentinite (cf. chap. III).

Vers le haut de la série, les basaltes massifs passent à des basaltes en coussins (épaisseur: 150 m max.). Les coussins sont de taille importante (sections de 0,5 à 1 m). Leur contour est variolitique alors que leur cœur est une diabase fine massive. Localement ils présentent des pédoncules nets qui permettent de définir la polarité de la coulée (les pédoncules sont pointés vers le haut, donc la série est ici renversée). Plus généralement, ces coussins sont très aplatis et étirés parallèlement à la schistosité générale. La matrice de cet ensemble est chloriteuse, de couleur vert-sombre.

L'importante chloritisation de ces basaltes en coussins serait secondaire et due à des phénomènes d'halmyrolyse (altération des basaltes par l'eau de mer: échanges chimiques qui amènent des transformations minéralogiques; MEVEL, 1975). Toutefois, compte tenu de la possibilité de circulation de fluides hydrothermaux encore chauds dans ces roches, il n'est pas possible d'exclure la spilitisation comme origine de cette chloritisation (SABY, 1986).

(e) brèche à éléments et matrice diabasique identique à la précédente (c), issue du démantèlement de l'ensemble inférieur (d) par éclatement des coussins de lave (VUAGNAT, 1966), ou par érosion (épaisseur 5 à 20 m). Dans cette brèche, à proximité du contact supérieur avec les sédiments, apparaissent des niveaux centimétriques à décimétriques de jaspes lités "lie de vin", boudinés et fracturés. Ce sont les premières manifestations de la sédimentation pélagique.

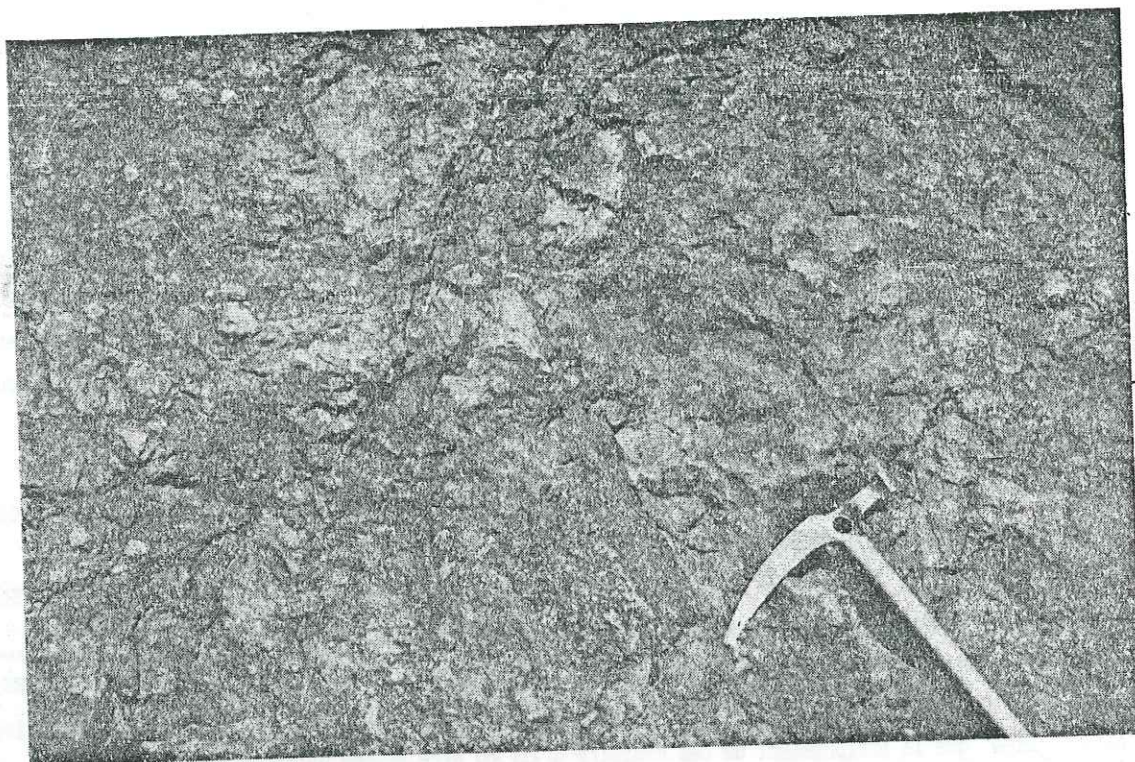


Figure II-4 Aspect de la brèche ophiolitique polygénique (c)
Remarquer le bloc décimétrique anguleux de basalte à
structure variolitique, au dessus de la pointe du piolet

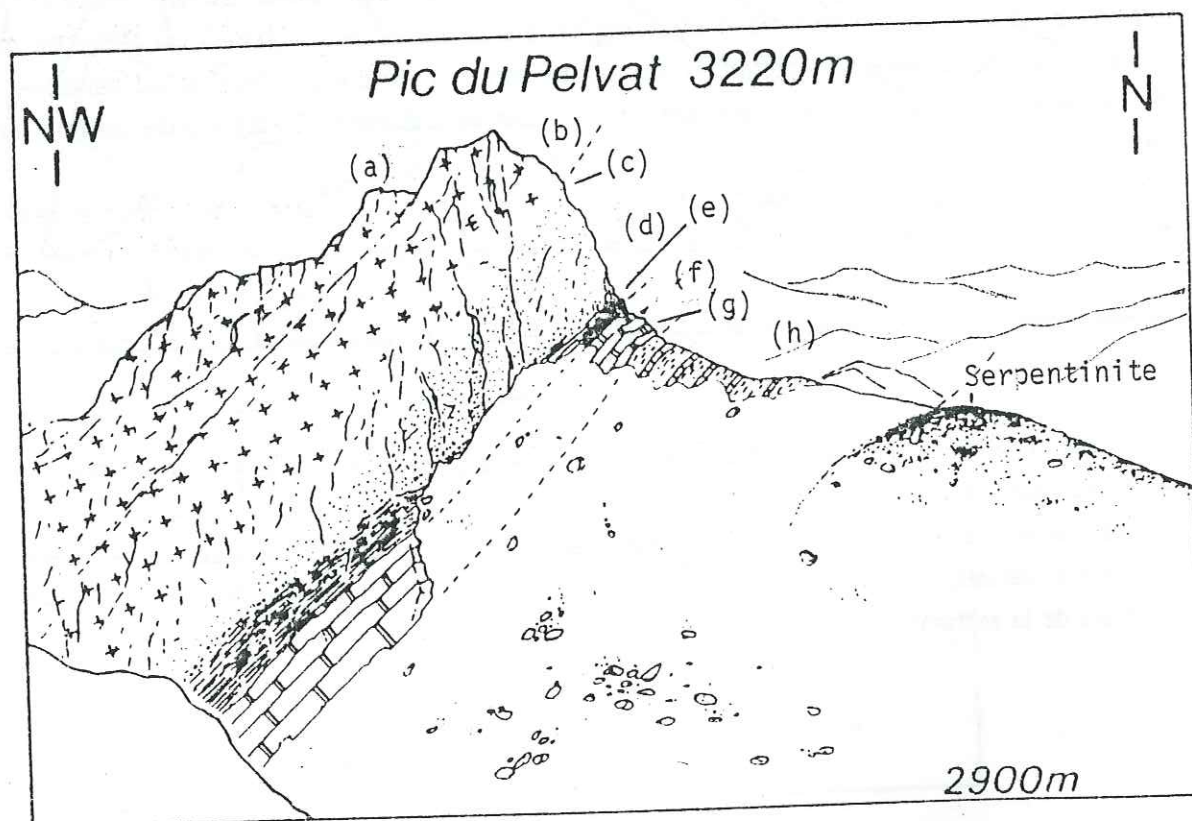


Figure II-5 Coupe du Pic du Pelvat : la série de Chabrière dans sa
localité type. (Légende : voir texte par. 21)
(d'après TRICART & LEMOINE, 1986)

+ La série supraophiolitique de Chabrière:

Classiquement, les auteurs ont comparé les termes de cette succession avec les sédiments supraophiolitiques moins métamorphiques, donc mieux datés paléontologiquement, de l'Apennin ligure.

Au dessus (stratigraphiquement) des brèches d'éclatement de coussins (e), on observe (fig. II-5):

(f) jaspes lie de vin: alternance de lits centimétriques clairs (quartz), et rouges (silt). Ils remanient très localement, dans les premiers mètres, des éléments centimétriques de la brèche diabasique (e). La teinte rouge est très nette à la base de ce terme et tend à s'estomper vers le haut.

Ces jaspes ont des caractères identiques à ceux associés aux autres massifs ophiolitiques de la région. Ils sont interprétés, depuis longtemps par les auteurs, comme des métaradiolarites, par comparaison avec les sédiments supraophiolitiques de l'Apennin. Ils ont fourni, dans ces régions, ainsi que dans les "Schistes lustrés" des Alpes occidentales, des radiolarites du Jurassique supérieur (Haut Queyras, Oxfordien moyen-Kimméridgien, DE WEVER et CABY, 1981; Traversiéra, Oxfordien supérieur-Kimméridgien, SCHAAF & al., 1985).

Comme au Pic du Pelvat, les auteurs ont souvent remarqué, dans les coupes que la teinte rouge des "cherts radiolaritiques" s'estompait vers le haut. D'après BARRETT (1982 a et b), cette teinte est due à la présence d'hématite qui est issue de la précipitation des hydroxydes de fer colloïdaux à proximité de sources hydrothermales. Cette diminution du pourcentage d'hématite serait due à l'augmentation de la distance site de dépôt-source hydrothermale, au cours du temps (expansion de l'océan). Ce caractère confirme la polarité de la série de Chabrière.

(g) calcaires marmoréens en bancs pluridécimétriques à métriques, à patine jaunâtre. Le calcaire clair est très recristallisé et parfois verdâtre en cassure. Dans les bancs, on observe des zones siliceuses à patine rousse en minces lits centimétriques nets ou diffus. Les interbancs millimétriques sont faits de phyllites gris-verdâtres. (épaisseur: 20 à 40 m).

Par comparaison avec les sédiments supraophiolitiques de l'Apennin, ces calcaires sont classiquement assimilés aux calcaires à Calpionelles. Là, les calcaires sont considérés comme des turbidites pélagiques micritiques déposées sous la CCD et ils sont datés Malm-Berriasien (ANDRI & FANUCCI, 1975).

Comme l'ont fait les auteurs dans les régions voisines (TRICART, 1974; LEMOINE, 1980; LAGABRIELLE, 1982; AYOUB, 1984; etc.), les calcaires clairs qui coiffent les ophiolites et qui représentent un très bon niveau repère, seront attribués au Malm, dans la suite de ce mémoire.

(h) calcaires à trame et enduit silicoferrugineux roux, en bancs décimétriques à pluridécimétriques alternant avec des schistes gris à noirs, en interbancs pluricentimétriques à métriques. Cette alternance est caractéristique de la Formation de la Replatte (LEMOINE & al., 1970).

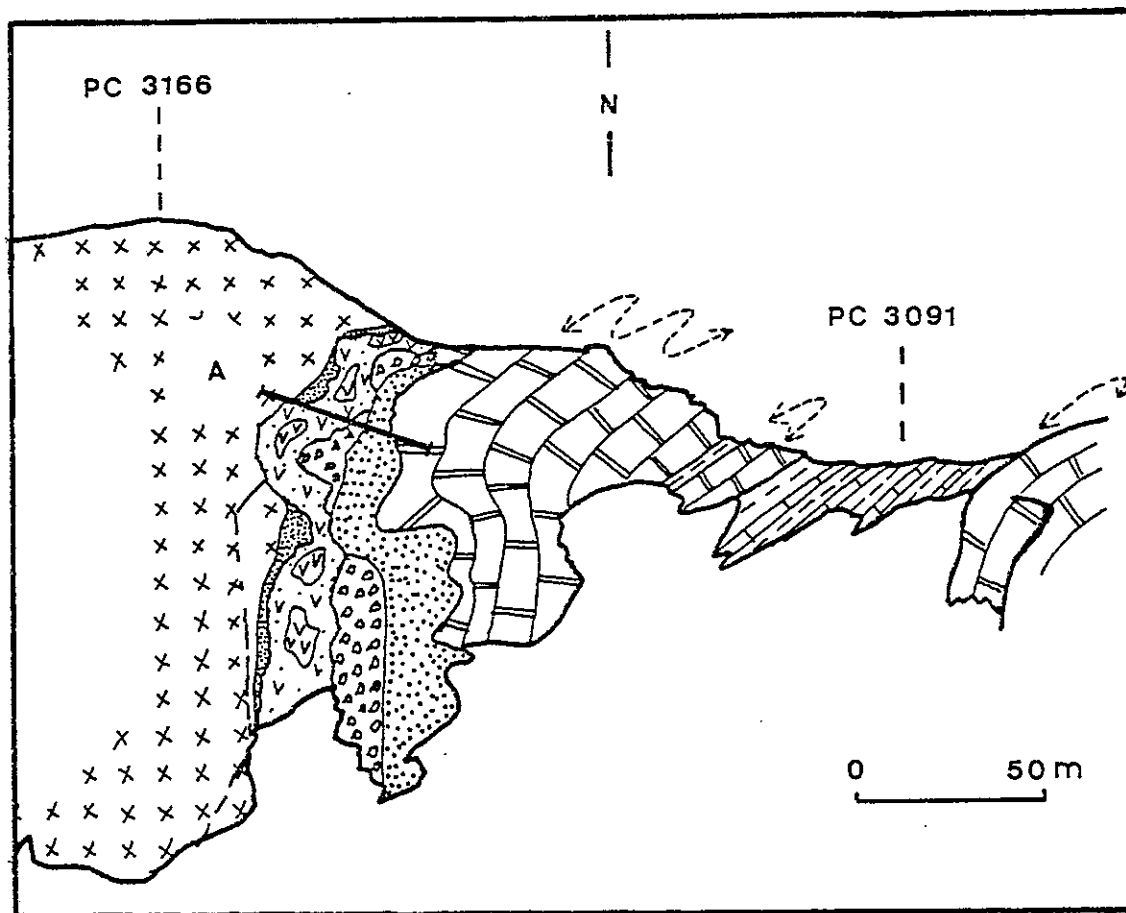


Figure II-6 : Panorama du revers méridional du Pelvat de Chabrière
(Légende : voir fig. II-7)
A : localisation de la coupe de la Figure II-7

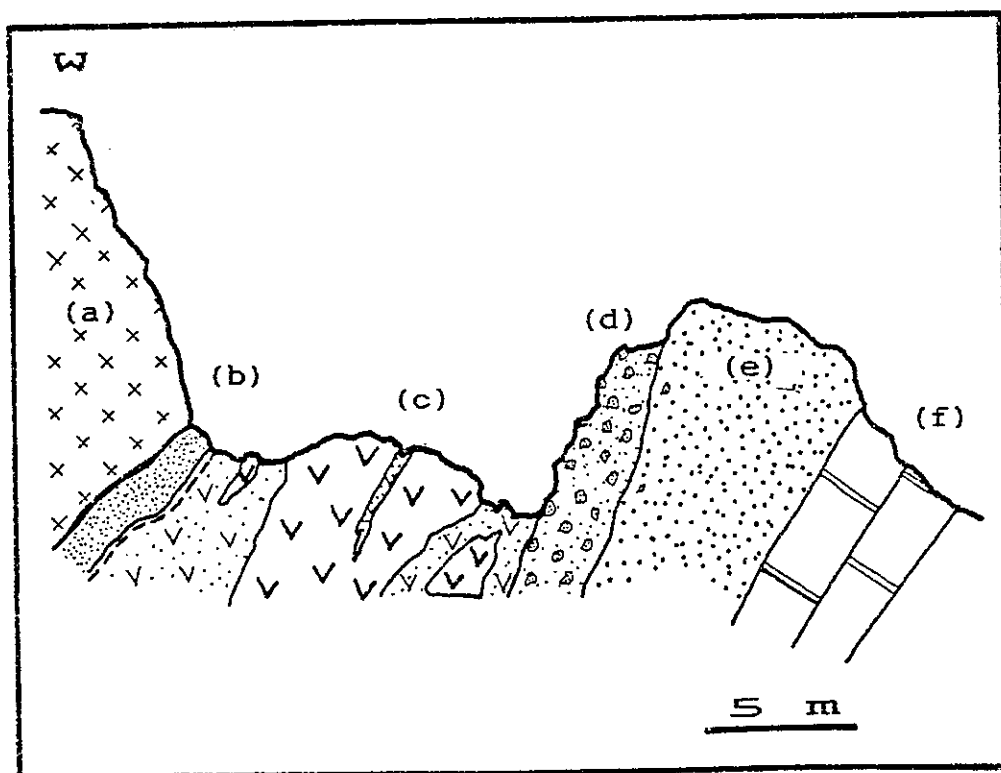


Figure II-7 : Coupe schématique du Pelvat de Chabrière, au Sud du
PC 3166, localisée, fig. II-6 (Légende : voir par.22)

Le passage (g)-(h) est progressif mais rapide (quelques mètres). Il se fait par une augmentation de l'épaisseur des interbancs et une diminution de celle des bancs de calcaire. Parallèlement, la proportion de silice dans les bancs augmente et les enduits siliceux apparaissent.

Cette formation a été très tôt attribuée au Crétacé inférieur (LEMOINE, 1971), par analogie de faciès avec les "Argile a Palombini" des séries ligures de l'Apennin et par sa position dans la succession supraophiolitique. Les auteurs s'accordent à penser que cette formation se déposait sous la CCD (sédimentation d'agilités sombres); les calcaires en bancs représenteraient alors des turbidites pélagiques plus ou moins distales (ANDRI & FANUCCI, 1975; SAGRI, 1979; BARRETT, 1982b; LEMOINE & TRICART, 1986). Ces calcaires pourraient aussi avoir une origine pélagique autochtone (voir par. III-2.2).

La suite stratigraphique de cette série n'est pas observable, ici. La Formation de la Replatte est au contact (série replissées sur elle même ou chevauchement vers l'Est ?) avec une synforme à coeur de serpentinite et d'ophicalcite surmontés par des calcaires clairs (série inverse).

Les coupes suivantes donnent des exemples de variations de faciès et de composition, de la succession type dans le vallon même où elle a été définie.

2.2 - Coupe-type du Pelvat de Chabrière

Comme celle du Pic du Pelvat, cette série est renversée (figs.II-2 et II-6). La succession est visible dans le couloir au SE du PC 3166 (description dans l'ordre stratigraphique, donc du haut vers le bas; fig.II-7):

(a) microgabbros identiques à ceux du Pic du Pelvat, qui forment une dalle pentée vers le SW (épaisseur max.: 40 m).

On y observe localement des petites "bouffées" à grain plus grossier.

(b) diabases vertes à grain très fin (0 à 3 m).

Le contact avec les microgabbros est souvent jalonné par un lit centimétrique de chloritoschistes. Il pourrait s'agir des restes d'un niveau chloriteux ou ophicalcitique issu d'un détritisme ultrabasique.

Ce niveau est très affecté par la tectonique alpine comme le prouve le couloir de faille subvertical qui se développe à la base de l'affleurement (fig.II-6).

Sur les crêtes du Pelvat de Chabrière, ces diabases disparaissent complètement entre (a) et (c). Vers le bas du couloir, ce niveau passe à une brèche localement très schisteuse. On y observe, intimement mêlés, des blocs décimétriques à métriques de nature diverse : des microgabbros, des diabases à grain très fin, et parfois des carbonates en éléments anguleux décimétriques. La matrice est chloriteuse, souvent très schisteuse. Son caractère polygénique plaide en faveur d'une origine sédimentaire.

(c) ophicalcites^(*) (couloir de 0,5 à 10 m de largeur) contenant de gros éléments (métriques à plurimétriques) de serpentinite. Le contact avec le niveau précédent (b) est irrégulier et jalonné par des chloritoschistes et des talcschistes. Ce niveau d'ophicalcite est boudiné entre l'ensemble gabbroïque et les sédiments.

(d) brèches à éléments anguleux et ciment diabasiques verts qui rappellent les brèches d'éclatement de coussins. Ce niveau est lenticulaire. Les lentilles, intercalées entre (c) et (e), sont longues de 10 à 300 m à l'affleurement et ont une épaisseur maximum de 15 m. Dans les derniers mètres, sous le contact avec le niveau suivant (e), le ciment de la brèche devient hématitique.

Ceci confirme le caractère stratigraphique du contact et indique que l'hydrothermalisme a affecté aussi bien les ophiolites que les sédiments sus-jacents.

Dans la partie supérieure de la brèche, on observe aussi quelques blocs pluricentimétriques de gabbros.

(e) jaspes rubanés formant un niveau de forte puissance (jusqu'à 40 m). Les cinq premiers mètres sont hématitiques. On observe une alternance de niveaux centimétriques de quartzite claire avec des niveaux pluricentimétriques de schistes siliceux hématitique rouges. Cette alternance forme le rubanement visible.

Plus haut, les interlits hématitiques deviennent chloriteux verts. Dans cet ensemble chloriteux peuvent apparaître des passées hématitiques décimétriques.

Comme au Pelvat de Chabrière, des niveaux chloriteux sont observés dans les cherts de Frisoulino (Apennin; BARRETT, 1982a). Là, ils remplacent les niveaux lie-de-vin. BARRETT montre qu'ils passent latéralement à des turbidites à matériel ophiolitique et qu'ils correspondent donc à un épisode détritique ophiolitique.

Le contact avec le niveau précédent (d) est souvent progressif (remaniement d'éléments de la brèche sur quelques décimètres), ce qui confirme son caractère sédimentaire.

Au contact avec le niveau suivant (f), les jaspes deviennent très manganésifères.

Ces jaspes (métaradiolarites) peuvent manquer (NW du PC 3166): les calcaires marmoréens (f) reposent alors directement sur les brèches.

^(*) Dans ce mémoire, le terme d'ophicalcite est employé pour désigner une roche formée d'un assemblage de péridotite serpentinisée (serpentinite) et de calcite. La proportion de l'un et de l'autre de ces termes est variable. Cette roche peut avoir une origine sédimentaire (éléments de serpentinite dans un ciment carbonaté), ou une origine tectonique (fractures dans la serpentinite injectées de calcite). Voir aussi par.II-3.1.

(f) calcaires marmoréens (20 à 50 m) clairs, en bancs métriques, à la base desquels, on remarque localement un remaniement des éléments de la brèche (d) ou des radiolarites (e) sous forme de petits graviers très dispersés.

Ceci confirme le caractère stratigraphique du contact (e)-(f).

Ces calcaires, d'âge supposé Malm, correspondent à des turbidites carbonatées (cf. par. 2.1 (g)) qui remanient des éléments anguleux de diabases et de radiolarites. Ceci suppose que, pendant le Malm, des paléoreliefs nouvellement créés alimentaient ce léger détritisme. De plus, les jaspes radiolaritiques devaient être déjà lithifiés (diagenèse) pour se fractionner en éléments anguleux.

(g) schistes noirs et calcaires siliceux de la formation de la Replatte (20 à 30 m), eux-mêmes en contact avec des calcschistes gris ou noirs - contact dont la nature stratigraphique ou tectonique n'a pu être démontrée.

Cette succession montre des différences avec la série type de Chabrière (par. 2.1).

+ série ophiolitique incomplète et détritisme ophiolitique important

Les basaltes en coussins sont absents. Ce terme est "remplacé" par un niveau détritique à matériel ultrabasique.

+ détritisme dans la série sédimentaire

Contrairement à la série-type, on observe un léger détritisme polygénique, aussi bien dans les jaspes que dans les calcaires clairs. Ceci suppose une certaine mobilité du fond océanique au cours de la sédimentation.

Néanmoins, le Pic du Pelvat et le Pelvat de Chabrière étant dans le prolongement géographique et structural l'un de l'autre, cette série représente le prolongement de la série ophiolitique du Pic du Pelvat, vers le Sud (cf. par. 2.1).

2.3 - Variations latérales de la série de Chabrière, aux alentours du massif Pic du Pelvat - Pelvat de Chabrière

2.3.1 - Coupe à la base de la face ouest du Pelvat de Chabrière

L'affleurement se situe dans les rochers à la base W du Pelvat de Chabrière, à proximité du Torrent de Chabrière et du PC 2559 (localisation, fig.II-3A)

On y observe stratigraphiquement et géométriquement sur la dalle de microgabbros, ici orientée N 140, 20 SW :

(a) mince niveau phylliteux vert (1cm), continu, qui pourrait représenter un sable prasinitique^(*). Il jalonne le contact très net entre les microgabbros et la brèche (b).

(b) brèche à matrice chloriteuse verte, plus ou moins prasinitique et à éléments centimétriques à décimétriques. A la base (sur 40 cm d'épaisseur), ces éléments anguleux sont essentiellement gabbroïques. Plus haut, ils deviennent uniquement diabasiques.

(c) brèche monogénique d'éclatement de coussins

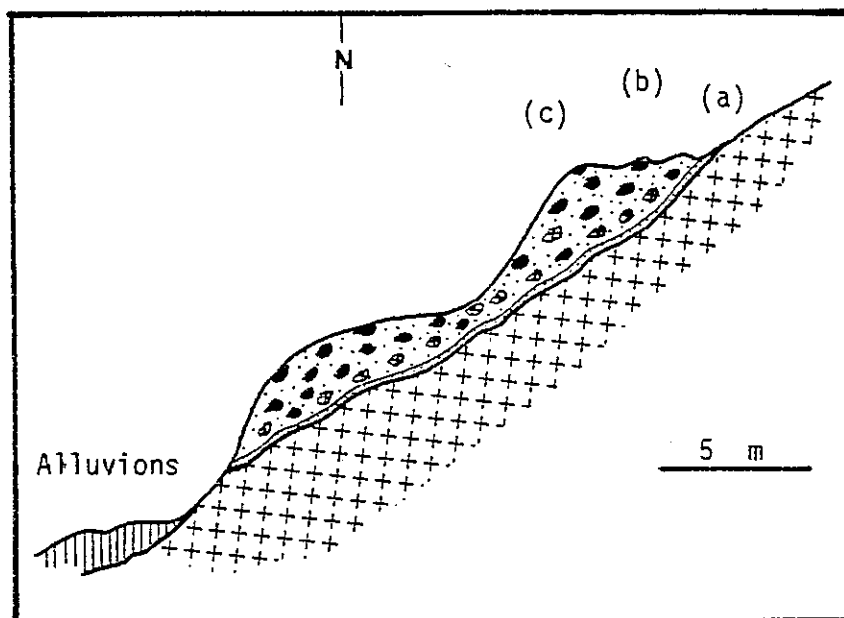


Figure II-8 : Coupe à la base de la face Ouest du Pelvat de Chabrière (localisation: fig. II-3)

^(*) Dans ce mémoire, le terme de prasinite est employé dans le sens de roche sédimentaire détritique dont le matériel original est basique (gabbros, dolérites, basalte), voire en partie ultrabasique (péridotites) (LAGABRIELLE & al., 1984).

Cette succession montre les équivalents des termes (b), (c) et (e) de la série type (Pic du Pelvat, fig. II-2). Les particularités du niveau de brèche (b), équivalent du terme (c) de la série type, indiquent, encore une fois, l'origine sédimentaire de la brèche et le caractère stratigraphique du contact brèche-microgabbros.

Cet affleurement confirme la similitude entre les successions respectives du Pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière. Par l'absence d'équivalents du terme (d), il confirme la disparition, vers le Sud, des basaltes massifs ou en coussins.

Partout ailleurs dans le massif du Pelvat de Chabrière, la succession est renversée. Sa position normale, ici, confirme l'hypothèse d'un grand pli isoclinal à l'échelle du massif (cf. chap. V).

2.3.2 - Secteur du "Couloir"

Le site nommé "Le Couloir" (carte IGN, Aiguilles de Chambeyron, 1/25.000^{ème}) est situé au N du Pic du Pelvat. Le secteur décrit se situe sur le flanc SW de ce vallon escarpé (localisation, fig. II-2).

Les basaltes (substratum local des sédiments) qui sont dans le prolongement de ceux du Pic du Pelvat, dessinent un pli subméridien plongeant vers le Sud (pli P4, cf. par. V-4.2.1).

a - Description

Sur ces ophiolites, où alternent les niveaux de basaltes en coussins et de brèche d'éclatement, on note la succession suivante, en position verticale puis renversée (fig. II-9):

(a) radiolarites dont l'épaisseur diminue latéralement (vers le haut de l'affleurement; 8 à 0,5 m).

(b) niveau ankéritique et ophicalcitique mince (quelques centimètres à quelques décimètres) qui témoigne vraisemblablement d'un détritisme serpentiniteux.

Ce niveau est le siège de cisaillements liés à une certaine disharmonie entre les termes (a) et (c). Ces cisaillements n'occultent pas la discordance angulaire marquée (30°), qui existe entre les radiolarites (a) et les ophicalcites (b), d'une part, et les niveaux sus-jacents (c), (d) et (e), d'autre part.

(c) brèche à éléments basiques et carbonatés, et à matrice calcschisteuse.

Les éléments basiques sont anguleux et de taille centimétrique.

Les éléments calcaires se présentent en dalles plus ou moins lenticulaires. Ils sont très dispersés sur l'affleurement. De plus, ces dalles isolées sont prises en écharpe par la schistosité principale.

Ces caractères écartent l'hypothèse de bancs boudinés lors des épisodes tectoniques synschisteux alpins (voir, par. 2.4.2 (b)). Ces blocs de calcaire seraient donc resédimentés dans la brèche.

Le calcaire est très clair et différent de celui qui apparaît au sommet de cette formation (voir plus loin). Par contre, son aspect rappelle fortement celui des calcaires marmoréens du Malm observé sur les coupes précédentes. Certains de ces éléments calcaires contiennent des graviers anguleux de nature basique.

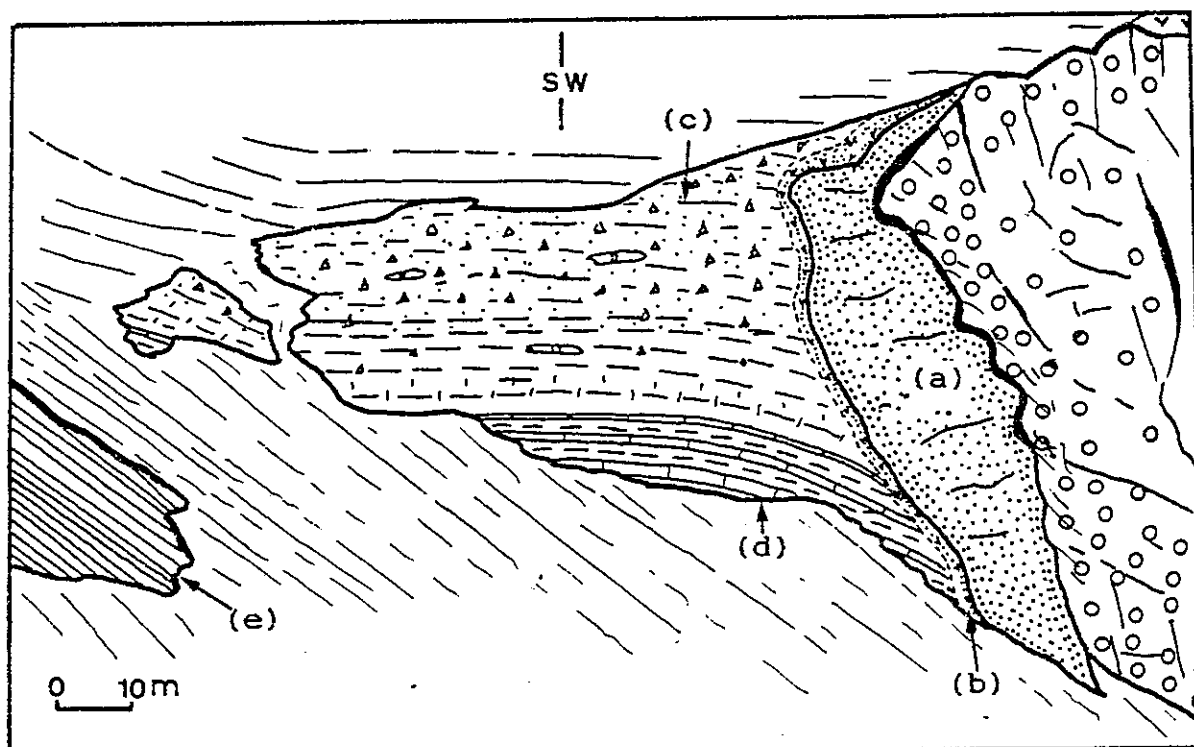


Figure II-9: Secteur du "Couloir" (panorama d'après photographie)
Légende : voir texte, par. 23.b.

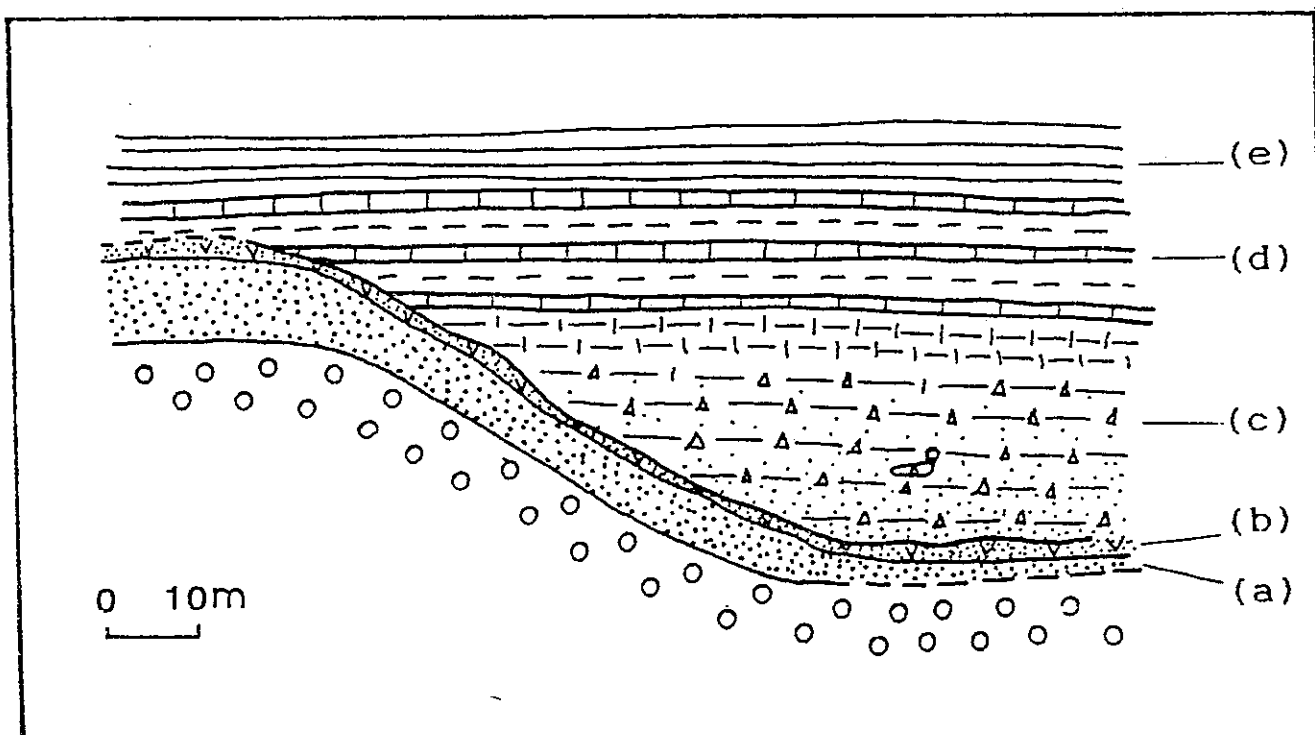


Figure II-10 Essai de reconstitution de l'aspect du secteur du
"Couloir" après la sédimentation des calcschistes (e)

Ces dalles isolées seraient des témoins d'un niveau de calcaires du Malm pollués par un détritisme basique, lithifiés, fracturés, dissociés et resédimentés dans la brèche.

La matrice verdâtre est constituée de calcschistes chloriteux. Elle représente une proportion importante de la brèche.

En s'éloignant de la base, le pourcentage de calcite augmente et, par un passage progressif, des niveaux calcaires centimétriques apparaissent dans ce terme.

(d) formation de la Replatte sous son faciès classique, en discordance angulaire, sur les radiolarites. On observe ici aussi, par places, la présence de marbres clairs en lentilles pluricentimétriques dans les schistes.

(e) calcschistes roux. Par comparaison avec d'autres secteurs (cf par.3.4), ce terme est interprétable comme le sommet de la série observée, bien que le contact avec la formation de la Replatte soit masqué par les éboulis.

Cet affleurement montre une succession qui diffère sensiblement de celle du Pic du Pelvat (succession type) (par. 2.1). En effet, on observe:

- une nette discordance angulaire de type on-lap des niveaux de la formation de la Replatte sur les radiolarites et leur mince couverture d'ophicalcite. Cette discordance suppose celle des schistes chloriteux sous jacents (c).

- une diminution d'épaisseur du terme radiolaritique latéralement. Cet amincissement pourrait avoir une origine tectonique (amincissement dans le flanc supérieur de l'antiforme) ou sédimentaire.

- l'absence du niveau de calcaires marmoréens clairs du Malm entre les jaspes et la formation de la Replatte.

- un passage vertical progressif (donc stratigraphique) entre les calcschistes chloriteux et la formation de la Replatte.

- la présence, dans les calcschistes chloriteux et dans la formation de la Replatte, de bancs dissociés de calcaires clairs. Ces calcaires de type "Malm" contiennent des éléments détritiques ophiolitiques.

b - Discussion-Interprétations

+ La mise en place de ce complexe (cf. reconstitution de la fig. II-10), peut être résumée comme suit:

(1) épanchement de basaltes en coulées (coussins et brèches d'éclatement associés). On observe des redoublements de ces deux termes dont l'origine tectonique n'est pas démontrée. De fait, dans cette partie

nord du massif, on pourrait observer un empilement de plusieurs coulées mises en place successivement (qui expliquerait l'épaisseur considérable du terme basaltique sur ce site).

(2) sédimentation des radiolarites sur un fond océanique horizontal ou peu incliné (si l'on considère que l'aminçissement latéral n'est pas dû à la tectonique alpine). Néanmoins les reliefs ne doivent pas être très importants car on n'observe pas d'érosion des basaltes sous-jacents (pas de détritisme ophiolitique dans les jaspes).

(3) sédimentation des opicalcites. La présence d'une lentille de serpentinite dans le prolongement de ce niveau semble confirmer la nature ultrabasique de ce détritisme. Cette lentille suppose l'existence d'un piège où s'accumule une quantité plus importante de serpentinite.

(4) sédimentation des chlorito-calcschistes à éléments basiques en discordance angulaire sur les radiolarites. Simultanément se déposent:

- une masse de matériel calcaréo-argileux vraisemblablement issue de la remobilisation par glissement d'alternances de la Formation de la Replatte (non encore indurées) depuis une pente où elles étaient stockées (voir par. III-2.2).

- une masse de matériel basique (sables et graviers) initialement stockés sur une pente après transport (pas de gros éléments).

Cette mise en place simultanée expliquerait bien la répartition homogène des différents composants des chlorito-calcschistes (c).

La discordance angulaire de ce terme sur les radiolarites suppose qu'après induration des jaspes a eu lieu un basculement de l'ensemble et la création d'un piège. Remarquons que ce piège semble avoir déjà fonctionné lors de la sédimentation détritique serpentineuse (3).

(5) sédimentation régulière de la formation de la Replatte (cf. par. 2.1 (h)). La proportion de débris ophiolitiques diminue progressivement, tandis que le paléopiège se comble (l'angle de la discordance semble diminuer vers le haut de la série ?).

Ce passage progressif entre la formation détritique et la formation de la Replatte est remarquable. Les composants carbonatés et argilitiques des chloritoschistes (c) ne seraient autres que ceux de la formation de la Replatte remaniés lors de l'épisode détritique.

+ Problème des calcaires marmoréens du Malm

Les calcaires clairs du Malm sont absents, entre les radiolarites et la formation de la Replatte. Par contre, ils sont présents en blocs épars dans la formation de la Replatte (remaniée ou non).

* absence des calcaires marmoréens. Deux cas sont possibles:

- ils se sont déposés et ont été érodés par la suite. Ce niveau d'érosion n'a pas été mis en évidence sur l'affleurement.

- ils ne se sont pas déposés. La sédimentation habituelle a été remplacée par celle des ophicalcites - roches détritiques dues à la naissance de reliefs serpentineux. L'existence de ces reliefs aurait alors pu faire obstacle à la sédimentation des calcaires marmoréens que l'on considère généralement comme resédimentés (turbidites).

* présence d'éléments de calcaire marmoréen épars dans les chlorito-calcschistes.

Le terme (c) qui contient des éléments de calcaire marmoréen (déjà lithifiés au moment de leur redépôt) s'est donc bien déposé postérieurement au "Malm". Il correspond donc probablement à la période de sédimentation de la formation de la Replatte.

Les calcaires clairs sont issus d'un domaine proche, surélevé par rapport au piège observé.

Ces calcaires se sont préalablement sédimentés au Malm sur un site où existait un détritisme ophiolitique (ils contiennent des graviers basiques), donc un piège à débris (point bas). Ils ont alors subi une diagénèse (induration) puis ont été érodés (point haut) et redéposés.

+ En définitive, deux détritismes simultanés existent au Crétacé inférieur sur ce site. Ceci suppose la présence de deux ou trois domaines d'apport:

- un domaine où sont érodés des calcaires clairs (Malm) déjà lithifiés.
- un domaine où sont érodés et/ou stockés des débris basiques fins.
- éventuellement, un domaine où se sédimentent argilites et carbonates siliceux (formation de la Replatte) avant d'être repris par des mass flow.

Ce détritisme ainsi que les autres caractères de la succession du secteur du "Couloir", illustrent la mobilité des fonds de l'océan téthysien ainsi que sa topographie accidentée au Crétacé inférieur.

+ Le passage stratigraphique entre une formation de calcschistes pollués par un détritisme basique important (c) et la formation de la Replatte régulièrement stratifiée, ainsi que la position stratigraphique des calcschistes, montrent que localement, la Formation de la Replatte passe latéralement à des calcschistes. Cette variation latérale de faciès serait due à des phénomènes de remaniement sédimentaire des alternances (glissements, turbidites: voir chapitre III).

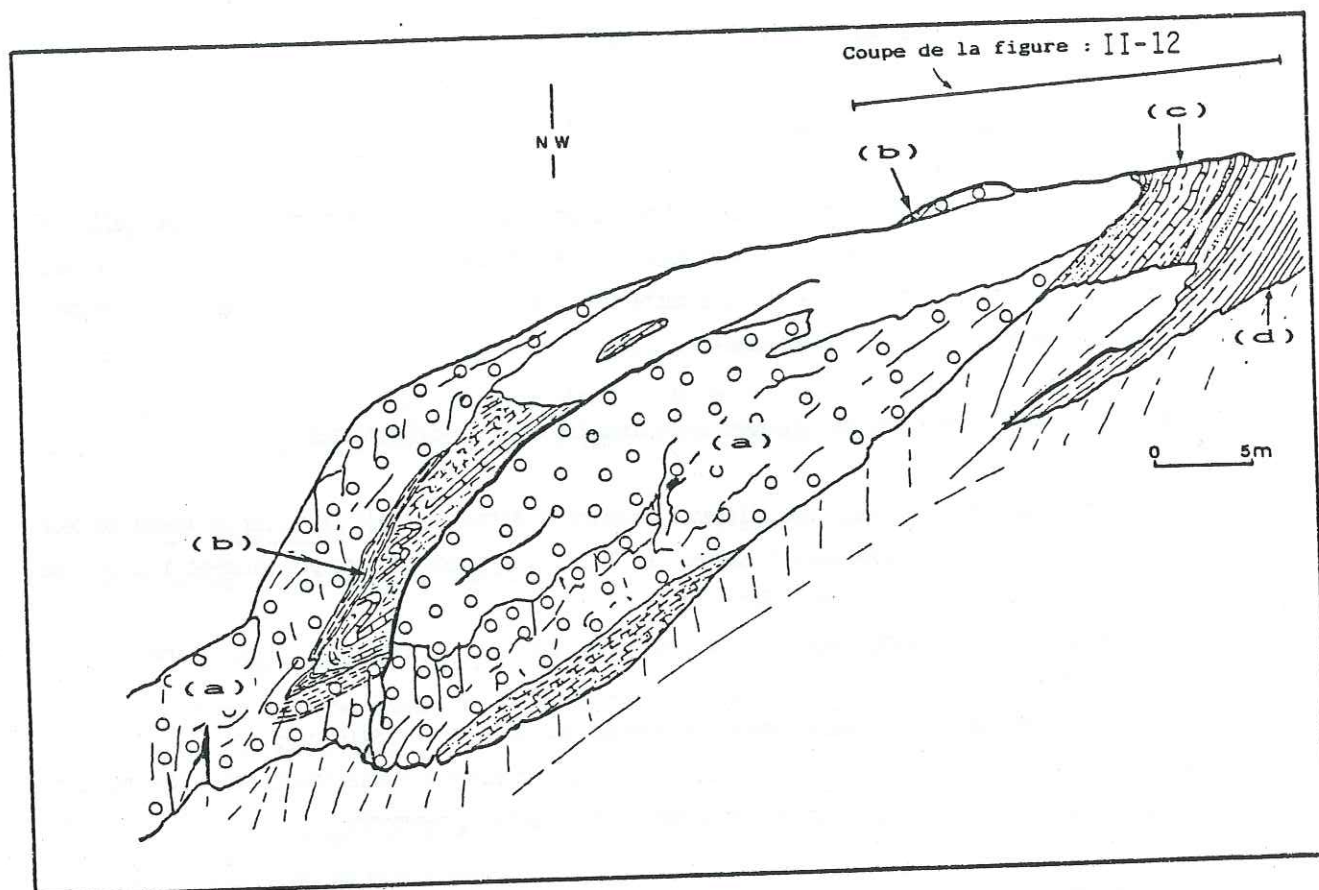


Figure II-11 : Le rocher au Nord de la Cabane de Chabrière
(panorama schématique d'après photographie)
Légende ; voir texte, par. 2.3.3.

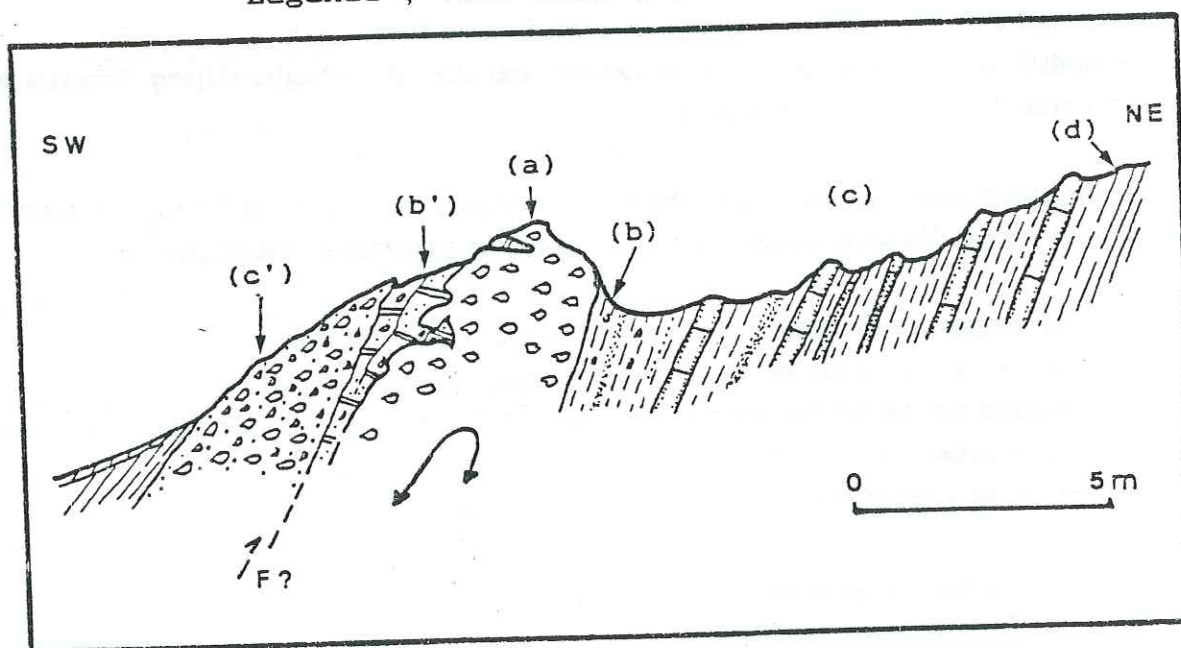


Figure II-12 : Coupe schématique du rocher au Nord de la Cabane de Chabrière (légende : voir texte, par. 233.)

2.3.3 - Le rocher au Nord de la Cabane de Chabrière

Cet affleurement de 300 m de longueur et 200 m de largeur, est composé de basaltes en coussins et de leur couverture sédimentaire (Fig.II-11).

Malgré les plissements et les cisaillements dûs, en particulier à la dernière phase de structuration alpine (quatrième phase: rétro-déversements généralisés), la succession stratigraphique a été préservée.

a - Description

La série, ici renversée vers l'Est, est décrite de l'Ouest vers l'Est (fig.II-12), c'est-à-dire, stratigraphiquement de bas en haut.

Sur les basaltes en coussins un peu aplatis par les étirements-applatissements synmétamorphes alpins, on observe la succession suivante:

(a) brèche d'éclatement des coussins (quelques mètres).

(b) niveau chloriteux sombre, centimétrique à décimétrique qui repose stratigraphiquement sur la formation (a). Il représente vraisemblablement un niveau détritique serpentineux.

Localement, le sommet de la formation (a) est surmonté par un banc décimétrique de calcaires clairs (b'). Ces carbonates remplissent des poches de 10 à 25 cm de profondeur situées dans le niveau bréchique (a). Ces calcaires contiennent des graviers centimétriques de chloritites (serpentinite) et de diabases.

(c) formation de la Replatte. L'aspect des bancs carbonatés siliceux est le même que celui de la coupe type (par. 2.1 (h)). Par places, ces bancs sont dissociés. Contrairement à leur aspect typique, les interbancs schisteux noirs sont chloriteux et calcschisteux. Localement, on observe de fines passées gréseuses basiques ainsi que des bancs décimétriques de grès basiques plus ou moins boudinés.

une brèche sédimentaire polygénique compacte (c') apparaît sur le niveau carbonaté (b'; où il existe). Ses éléments centimétriques sont essentiellement diabasiques mais parfois chloriteux ou ultrabasiques. La matrice chloriteuse représente une proportion plus importante que dans le cas des brèches d'éclatement de coussins (a). Sa couleur est vert-jaunâtre et elle est parfois schisteuse. (épaisseur du banc de brèche (c'): 0,5 à 1 m). Elle est, de toutes façons, surmontée par la Formation de la Replatte.

(d) calcschistes roux en plaquettes. Le passage (c)-(d) est progressif et semble être stratigraphique.

b - Conclusions

Vis à vis de la succession-type du Pic du Pelvat (par.2.1), cet affleurement montre les différences suivantes:

+ les radiolarites n'existent pas (absence de dépôt ou érosion)

+ les calcaires clairs du Malm sont localement absents. Lorsqu'ils existent ils sont d'épaisseur réduite et montrent un détritisme ophiolitique.

Ils sont latéralement dans la même position qu'un mince niveau de chloritites (détritisme ultrabasique probable).

+ l'habituelle alternance schistes noirs-calcaires turbiditiques à trame siliceuse rousse de la formation de la Replatte est perturbée:

- les bancs carbonatés roux sont localement dissociés (cf. par.2.4,b)

- une légère sédimentation carbonatée se superpose à la sédimentation pélagique argilitique hors des périodes d'arrivée des carbonates turbiditiques (calcaires siliceux).

- un détritisme ophiolitique se superpose à la sédimentation habituelle. Il se manifeste, soit de manière continue dans le fond de sédimentation (actuellement: schistes chloriteux), soit par des "crachées" ponctuelles (actuellement: bancs gréseux isolés dans les schistes noirs).

- La série se poursuit vers le haut par des calcschistes roux comme sur d'autres coupes (par. 2.4,b; 43).

Le schéma de la figure II-13 montre une tentative de reconstitution pour cet affleurement. Remarquons l'importance qu'a dû jouer la tectonique lors de la sédimentation au Jurassique supérieur et surtout au Crétacé inférieur.

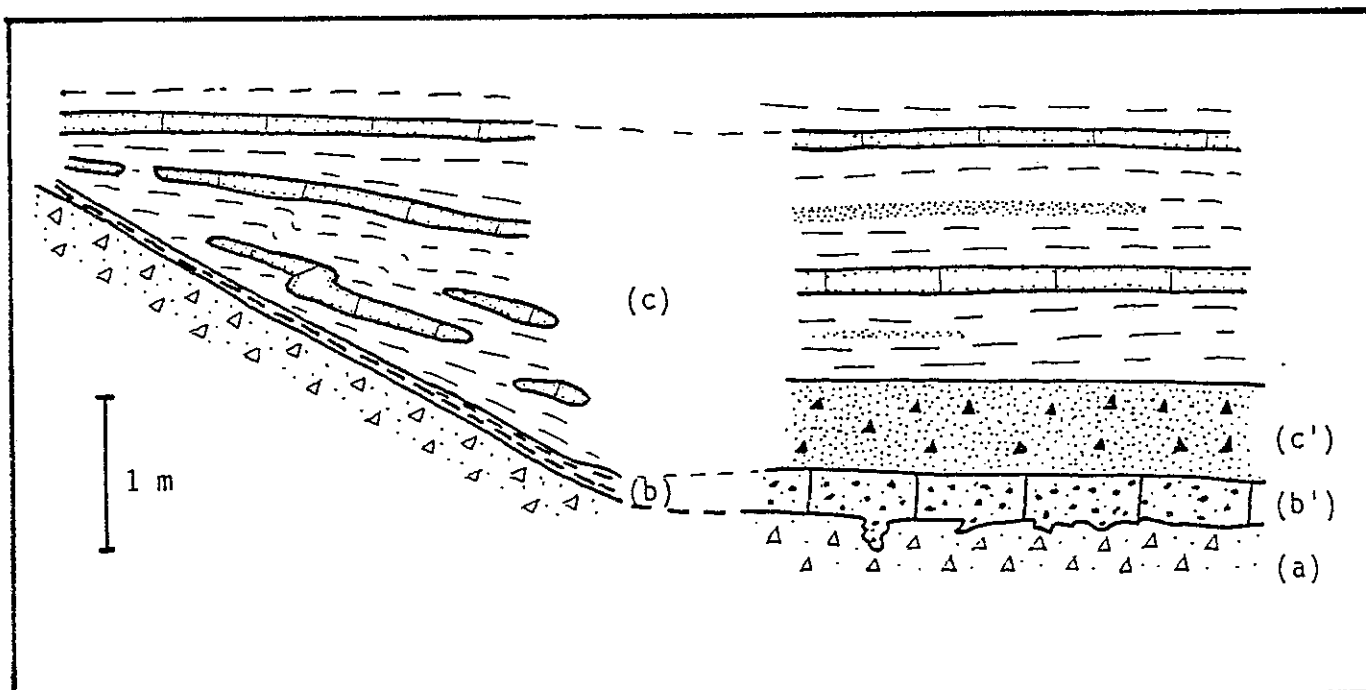


Figure II-13 : Schéma interprétatif des données de l'affleurement du Rocher au Nord de la Cabane de Chabrière

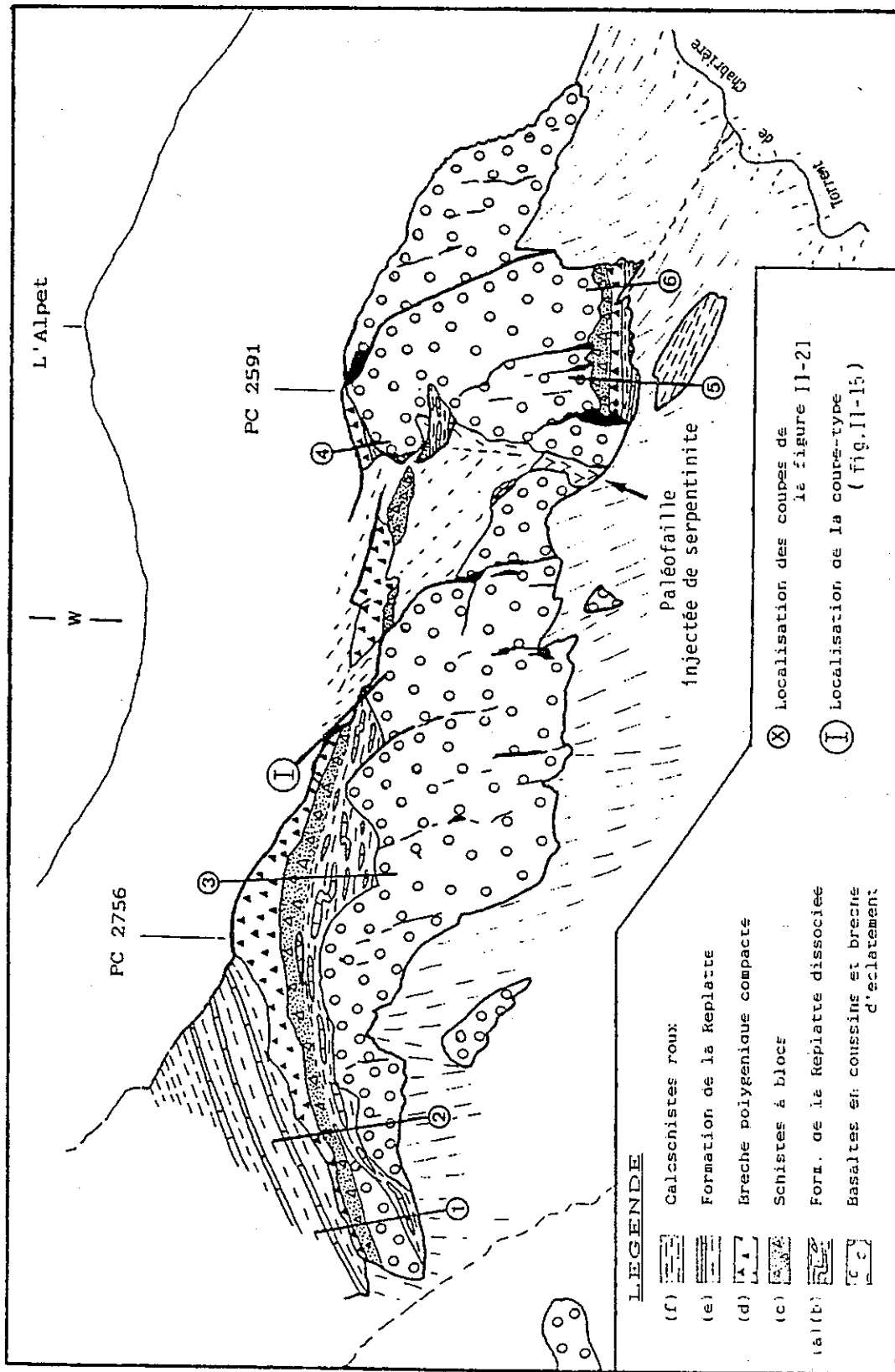


Figure II-14 : Panorama du massif occidental de Chabrière (d'après photographie depuis le flanc Occidental du Pic du Pelvat)

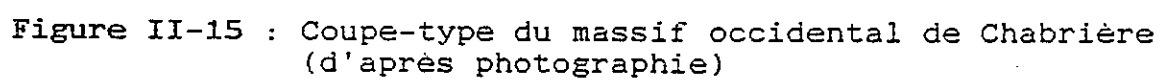


Figure II-15 : Coupe-type du massif occidental de Chabrière
(d'après photographie)

2.4 - Le massif occidental de Chabrière

2.4.1 - Structure générale

Le massif occidental correspond à un pli anticlinal kilométrique renversé vers l'Est. Son axe est subméridien (N 160; pli 4). Son coeur est constitué de basaltes en coussins. Une étude précise de la forme des coussins (STEEN, 1972), a permis de mettre en évidence la polarité des coulées basaltiques. De fait, ce matériel ophiolitique est surmonté stratigraphiquement par une série sédimentaire dont la polarité est, elle aussi connue. Ainsi, dans le flanc supérieur (normal) de l'anticlinal, les séries sont en position normale, alors que dans le flanc inférieur (inverse), elles sont renversées.

Ce massif est limité, au Nord, comme au Sud, par des fractures transverses. Comme dans le couloir central (fig.II-14), ces fractures sont partiellement enduites de serpentinite.

2.4.2 - Coupe type (fig.II-15)

Elle se situe dans le flanc normal (supérieur) de l'anticlinal, au centre du massif (fig.II-14).

Le contact entre le toit des ophiolites et les métasédiments est resté stratigraphique. La succession des termes de la série sédimentaire n'est pas affectée par la tectonique alpine. Le substratum ophiolitique n'est, ici, constitué que des coulées de basaltes en coussins dans lesquelles s'intercalent des passées de brèches d'éclatement des coussins. La forme de ces coussins est assez bien conservée pour que la polarité de l'ensemble ait pu être reconnue. Les coussins, de plus en plus fragmentés vers le haut, sont surmontés par une brèche d'éclatement. On y observe de nombreux éléments variolitiques anguleux dans une matrice chloriteuse verte.

Sur les brèches, et par un passage rapide mais continu, apparaissent :

(a) des schistes noirs "farcis" de graviers et de petits blocs pluricentimétriques de basalte chloritisés. La richesse en blocs de ces schistes diminue vers le haut (puissance : quelques cm à quelques m) (fig.II-16).

Ces schistes noirs "farcis" montrent le passage stratigraphique entre les ophiolites (basaltes sans schistes) et leur couverture (schistes noirs). De plus, le remaniement d'éléments du toit de la coulée dans les schistes, confirme la polarité de la série.

(b) Des bancs calcaires décimétriques apparaissent au sein de ces schistes noirs. Ces bancs à patine sombre, trame siliceuse rousse et enduits silicophylliteux verts caractérisent la formation de la Replatte. Localement, sur 1 à 4 m d'épaisseur, cette formation présente son aspect habituel, régulièrement stratifié. Plus généralement, et au dessus de ces bancs réguliers, les bancs de calcaires sont fragmentés en dalles de quelques décimètres carrés à quelques mètres carrés noyées dans les schistes noirs.

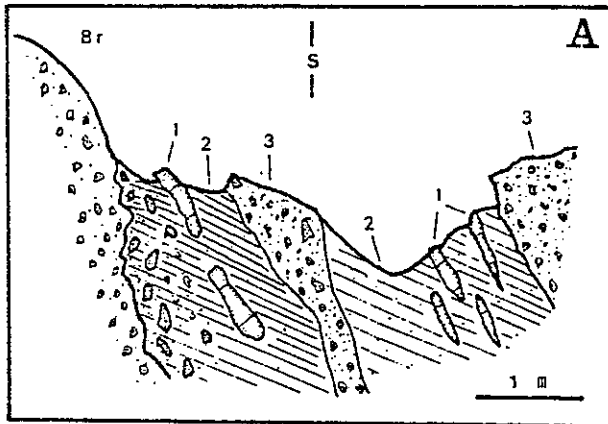


Figure II-16 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière (fig. II-15): les premiers termes sédimentaires au contact de la brèche d'éclatement (Br).

- 1 : Calcaires à trame siliceuse
- 2 : Schistes noirs
- 3 : Brèche ophiolitique

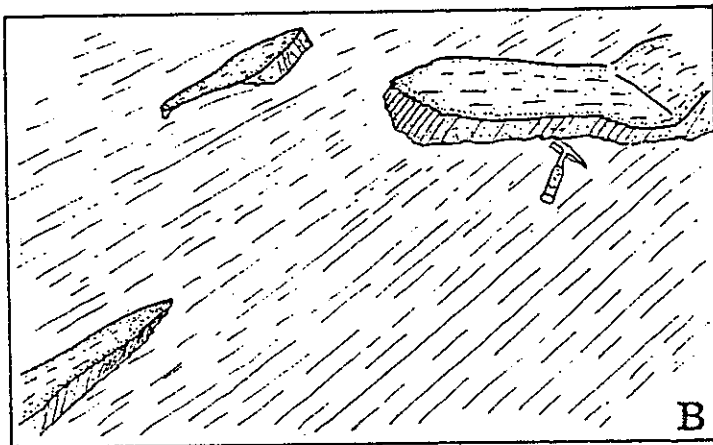
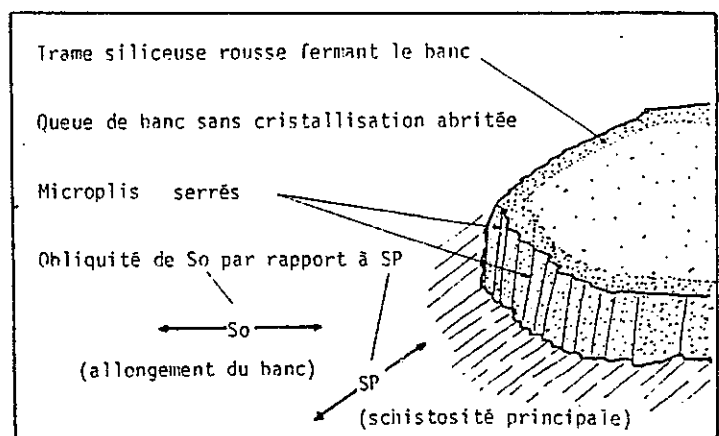


Figure II-17 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière (fig. II-15): Aspect de la formation de la Replatte dissociée (b). (d'après photographie).

voir détail ci-dessous

Figure II-18 : Détail d'une queue de banc dans la formation de la Replatte dissociée.

Arguments en faveur d'une dissociation sédimentaire (voir détails dans le texte).



L'observation montre que cette fragmentation n'est pas due à un boudinage synschisteux mais qu'elle est antérieure. En effet (figs.II-17 et II-18) :

- les bancs fragmentés sont obliques sur la schistosité principale. Or, le processus de boudinage synschisteux suppose le parallélisme des bancs et du plan d'applatissage-étirement que représente la schistosité. La dissociation des bancs calcaires ne semble donc pas due à une déformation synschisteuse.

- l'extrémité des bancs ne présente pas de figures de boudinage : on n'observe pas de cristallisations en position abritée témoignant de fentes inter-boudins.

- l'extrémité des bancs est microplissée. Les bancs de calcaires sont donc ductiles et non cassants. Cette observation va à l'encontre de l'hypothèse d'un boudinage.

- l'extrémité des bancs comporte une trame rousse. Ceci prouve l'individualisation des fragments de bancs avant le développement de la trame rousse. Or cette trame se forme pendant la diagenèse (LEMOINE & TRICART, 1986). Donc, cette fragmentation s'est faite peu après le dépôt. La forme plus ou moins plissée ou irrégulière de certains fragments évoque un matériel incomplètement lithifié, ayant conservé une certaine souplesse lors de sa resédimentation.

Ces caractères indiquent que la fragmentation des bancs de calcaires est sédimentaire. Les sédiments de la Formation de la Replatte, peu indurés, sont donc dissociés lors de glissements sur des pentes, qui, seuls peuvent expliquer ce phénomène.

Par la suite, nous nommerons ce type de lithofaciès : **Formation de la Replatte dissociée**.

Dans cette formation épaisse de 20 à 50 m, s'intercalent, de plus en plus fréquemment vers le haut, des bancs décimétriques à métriques de grès et de brèches. Ils sont généralement monogéniques (soit basaltiques, soit serpentineux, soit gabbroïques), et sans litage interne ni granoclassement. Parfois, on note de plus gros blocs ophiolitiques isolés dans cette formation. Vers le haut, la proportion de fragments de bancs de calcaires diminue progressivement, jusqu'à disparaître.

(c) schistes à blocs (20 à 30 m). La matrice de schistes noirs non carbonatés contient des éléments millimétriques (sables), centimétriques (graviers) à décimétriques voire métriques (blocs) de nature diverse. Ces éléments sont principalement ophiolitiques (gabbros, serpentinites, basaltes, massifs, bréchiques ou en coussins parfois entiers ; fig.II-19), mais aussi sédimentaires (fragments de bancs de calcaires clairs, et de cherts peut-être radiolaritiques, blocs d'ophticalcite).

Dans cette formation, aucun litage ni granoclassement n'est visible : sa structure générale est chaotique.

Au sommet, la matrice schisteuse disparaît en quelques centimètres.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 45 58
 Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

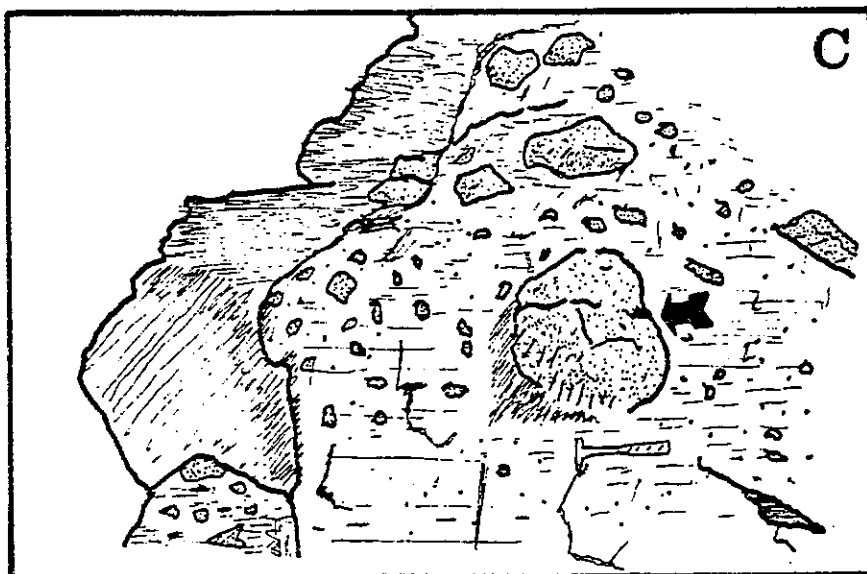


Figure II-19 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière (fig. II-15) : affleurement de schistes à blocs (c) (d'après photographie).
Remarquer la présence d'un coussin de lave entier (◀◀)

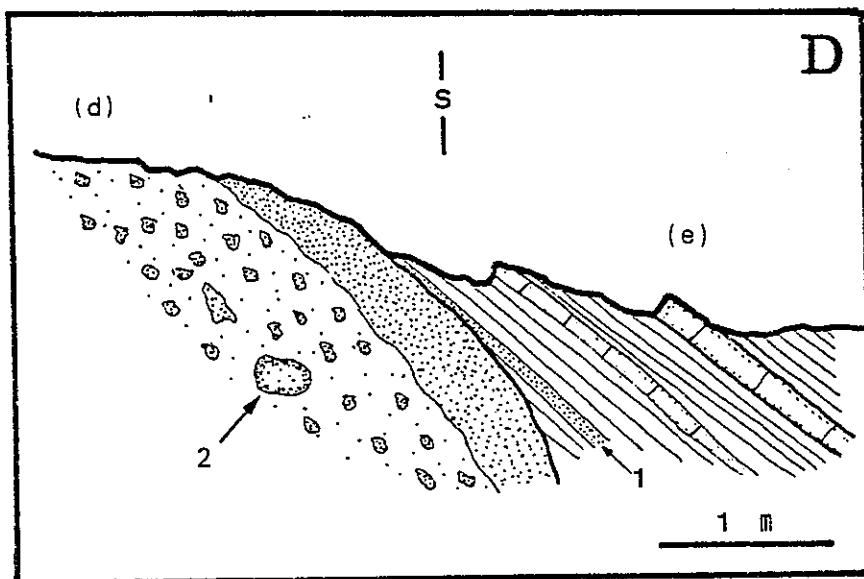


Figure II-20 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière (fig. II-15) : légère discordance de la formation de la Replatte (e) sur le banc de brèche polygénique compacte (d) ((2) = coussin entier). On-lap de niveaux de sable basaltique (1) sur le toit de la brèche polygénique compacte.

(d) Une brèche polygénique, compacte, à éléments surtout ophiolitiques. Ces éléments sont anguleux, non classés mais étroitement imbriqués, de nature et de taille variée (notamment des coussins de lave entiers à bords variolitiques). La matrice est réduite, chloriteuse, verte-jaunâtre (couleur différente de celle de la matrice des brèches d'éclatement qui surmontent les basaltes en coussins).

Dans cet ensemble chaotique, on peut observer quelques passées schisteuses, métriques, à matrice plus abondante.

Cette brèche forme un escarpement, de 15 à 25 m de hauteur, bien visible dans le paysage et qui constitue donc un bon niveau repère dans le massif.

(e) La formation de la Replatte apparaît au-dessus de l'escarpement. Ici, les alternances schistes-calcaires ne sont pas perturbées. Le contact avec la brèche polygénique est tranchée mais non tectonique.

A la base de cet ensemble, on observe quelques minces passées d'arénites basaltiques (centimétriques) en légère discordance angulaire (quelques degrés) avec le toit de la brèche (discordance de type "on-lap" ; fig. II-20). Les bancs arénacés viennent donc s'appuyer sur le toit arénacé de la brèche polygénique compacte (d).

Ceci démontre le caractère stratigraphique du contact brèche polygénique (d)-formation de la Replatte (e).

(f) Des calcschistes roux en plaquettes qui pourraient représenter la suite de la série en l'absence de contact anormal visible (cf. par. 4.3).

2.4.3 - Autres coupes - Variations latérales

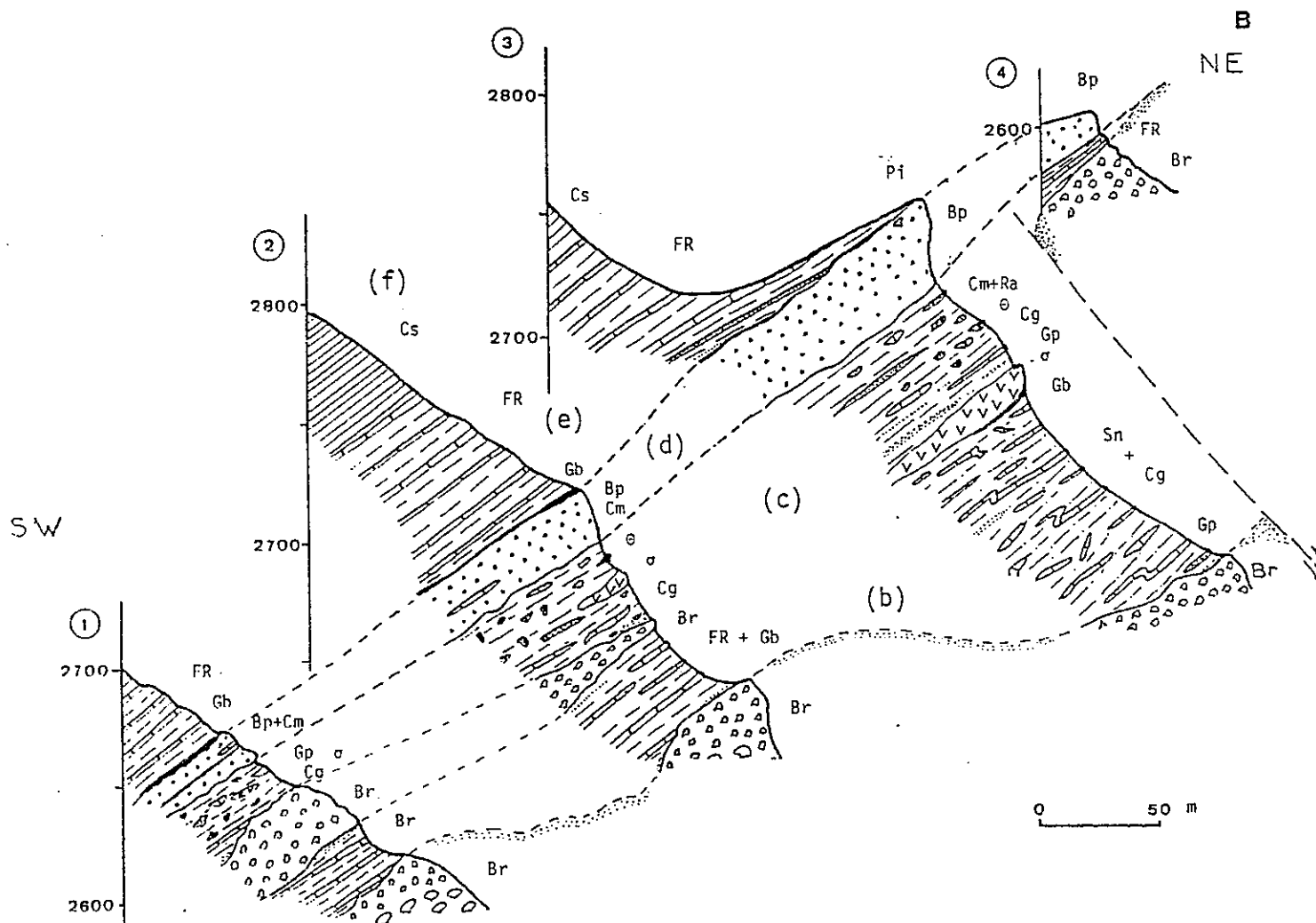
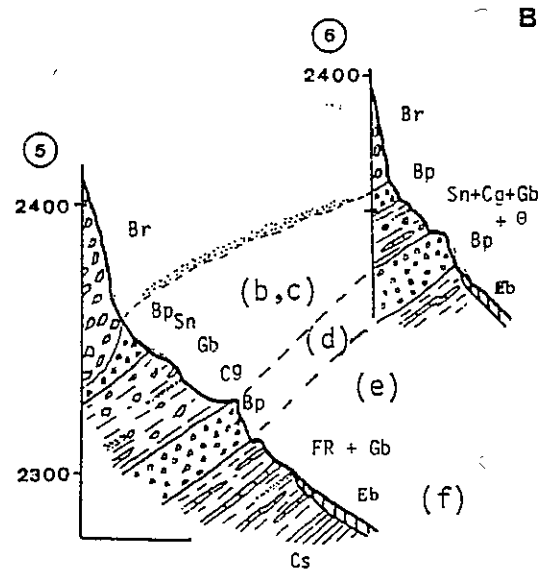
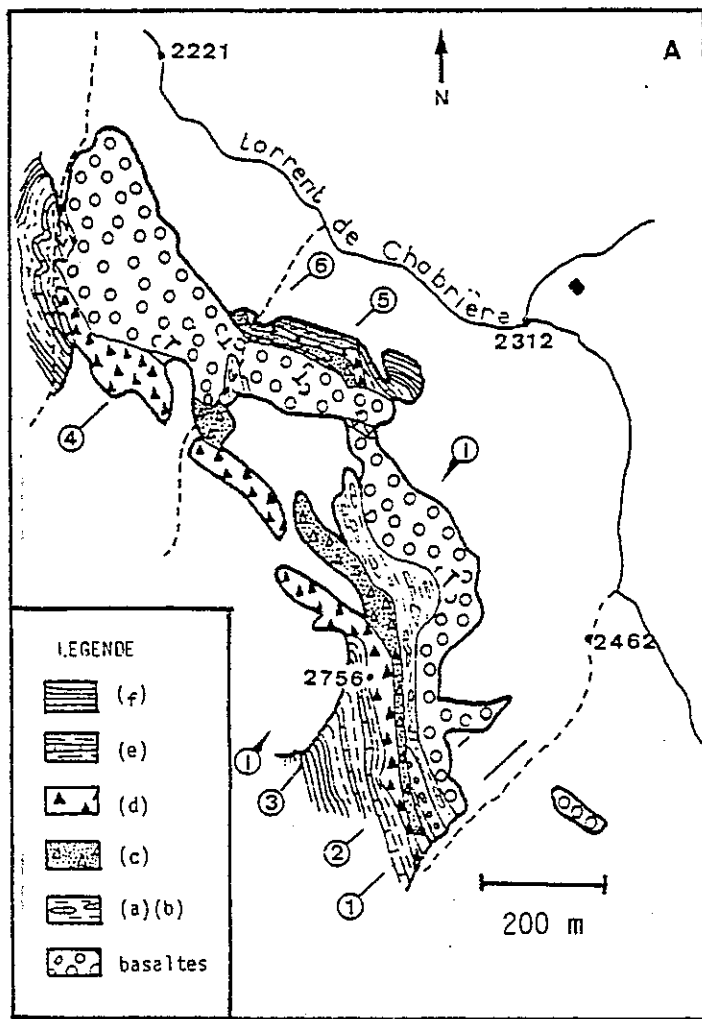
+ Vers le Sud, de gros olistolites (fig. II-21, coupes 1,2,3)

Entre la formation à bancs de calcaires à trame rousse et enduits siliceux (b) et celle des schistes à blocs (c), on observe d'énormes olistolites dont deux de dimensions cartographiques :

- à l'extrême Sud du massif, un bloc de basaltes en coussins et de brèche d'éclatement, de 25 m d'épaisseur et 300 m de longueur à l'affleurement ;

- à quelques centaines de mètres au Nord, une lentille de serpentinite épaisse de 5 m et longue de 25 m.

Remarquons que l'épaisseur du banc de brèche polygénique varie sensiblement (de 10 à 30 m). Il est difficile de faire la part entre un boudinage syntectonique, et une variation originelle de l'épaisseur du banc.



+ Vers le Nord, un paléo-escarpement de faille (fig.II-21, coupe 4)

Au Nord de la coupe type, en suivant le flanc supérieur de l'anticlinal (série donc à l'endroit), le substratum ophiolitique se relève. En effet, le niveau de brèche polygénique compacte (d) repose, par l'intermédiaire de quelques décimètres de formation de la Replatte, puis directement, sur les brèches au toit des basaltes en coussins.

Les schistes à blocs (c) et le niveau de la formation de la Replatte dissociée (b) ont donc disparu vers le Nord. Localement, on peut observer les schistes noirs "farcis" (c) qui viennent s'appuyer contre un escarpement des basaltes en coussins. Là, la limite schistes-basaltes, encroûtée de sulfures de fer, est sécante sur l'orientation générale des couches. Elle est recoupée, sous un angle important, par la schistosité alpine principale et, de ce fait, affectée de multiples plis mésoscopiques.

Ces observations conduisent à mettre en évidence un paléo-escarpement de faille normale, à regard Sud et d'un rejet apparent de 50 mètres.

+ Dans le flanc inférieur du pli majeur, une série réduite

Les métasédiments, en série inverse pentée vers l'W, n'affleurent qu'au Nord du massif (fig.II-21,A). Le contact basaltes-sédiments est stratigraphique.

A partir du toit bréchique de la coulée basaltique se succèdent les formations suivantes (dans l'ordre stratigraphique donc de haut en bas sur le terrain, fig.II-21, coupes 5,6) :

- un mince banc (0,5 à 1 m) de brèches polygéniques compactes essentiellement ophiolitique. Ce niveau présente un passage progressif avec les brèches d'éclatement du toit des basaltes. Il est identique à la formation (d) de la coupe type ;
- une dizaine de mètres de schistes à blocs ophiolitiques semblables à (c). A leur base apparaît localement un niveau chloriteux (1 m). Ces chloritites représentent vraisemblablement un niveau détritique à matériel originellement serpentineux ;
- la brèche polygénique compacte déjà rencontrée dans le flanc normal (d) et qui semble donc être un bon niveau repère dans ce massif (5 à 8 m) ;
- une dizaine de mètres de la formation de la Replatte plus ou moins dissociée ;
- des calcschistes roux peut-être en contact stratigraphique (?) avec la formation précédente.

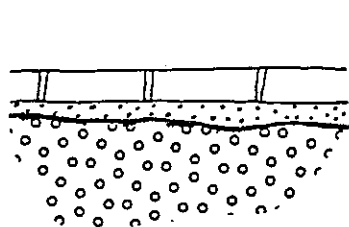
← Figure II-21 : Le massif occidental de Chabrière

A : Carte géologique et localisation des coupes

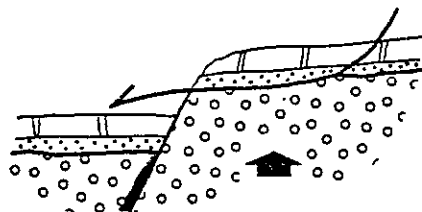
I : localisation de la coupe de la figure II-15)

B : Coupes sérieées dans le flanc normal (coupe 1 à 4) et dans le flanc inverse (5 et 6) du pli principal déversé vers l'Est (P 4).

I - LES BASALTES SONT D'AGE JURASSIQUE SUPERIEUR ET ENCORE DANS LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE INITIALE

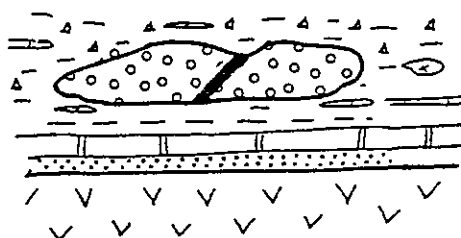


Sédimentation des termes du Jurassique supérieur



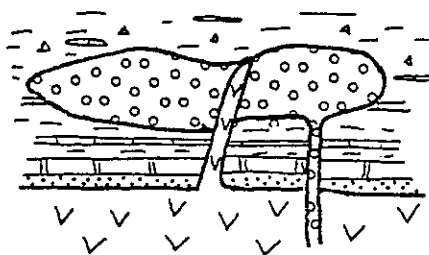
Surrection du massif et érosion des sédiments

IIIa - LES BASALTES SONT D'AGE JURASSIQUE SUPERIEUR MAIS NE SONT PAS DANS LEUR POSITION STRATIGRAPHIQUE NORMALE



Le massif représente un mégaolistolite, dans les sédiments du Crétacé inférieur (peu probable)

IIIb - LES BASALTES SONT D'AGE CRETACE INFÉRIEUR



Le massif représente une coulée d'âge Crétacé inférieur, recoupée par une fracture injectée de serpentinites (peu probable)

Figure II-22: Différentes hypothèses quant à la signification de l'absence des sédiments du Jurassique supérieur dans le massif occidental de Chabrière (voir texte, p.57)

2.4.4 - Discussions - Interprétations

Dans ce massif, les structures antéalpines, comme les successions supraophiolitiques ont été remarquablement conservées.

a - Différences avec la série de Chabrière

La succession de la coupe-type, la plus complète (fig.II-15), montre de nombreuses variations vis-à-vis de la coupe du Pic du Pelvat (fig.II-2) :

- les jaspes radiolaritiques et les calcaires du Malm n'existent pas (voir par. b)
- comme sur les coupes précédemment décrites (par. 2.3), les alternances régulières: schistes noirs-calcaires siliceux de la formation de la Replatte sont, d'une part perturbées par un détritisme polygénique important, et d'autre part, affectées par des remaniements sédimentaires (glissements, etc.).
- la succession se termine par un terme calcschisteux dont l'âge et la signification sédimentaire et géodynamique seront discutés plus loin (Chap. III).

b - Signification de l'absence des radiolarites et des calcaires marmoréens du Jurassique supérieur

Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer l'absence de ces termes dans la succession (fig. II-22):

(i) Après le dépôt des sédiments du Jurassique supérieur (jaspes radiolaritiques et calcaires marmoréens), le massif occidental de Chabrière est soulevé tectoniquement. Ces formations sont donc logiquement érodées de leur substratum.

Malheureusement, aucune observation effectuée dans le massif, ne montre d'érosion notable au toit des basaltes et des brèches associées.

(ii) Les basaltes formaient une zone haute pendant le Crétacé supérieur. Les radiolarites et les calcaires ne s'y sont donc pas déposés.

(iii) Les basaltes en coussins ne sont pas dans leur position stratigraphique habituelle (base du Malm), comme ceux du massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière:

+ Ils pourraient être issus d'un magmatisme d'âge Crétacé inférieur qui, bien que suggéré localement (POLINO & LEMOINE, 1984; MAURIN & CABY, 1982), n'a jamais encore été observé avec certitude dans les unités ligures de la région, ni dans l'Apennin où les observations sont pourtant nombreuses.

+ le massif de basaltes pourrait représenter un méga-olistolite kilométrique comme celui du Lago Nero (POLINO & LEMOINE, 1984) ou celui de la Crête de Mouloun (LE MER & al., 1986), déposés dans les sédiments du Crétacé inférieur.

Or, le massif est coupé transversalement par une fracture importante dont le remplissage de serpentinite est antérieur au dépôt des sédiments du Crétacé inférieur (voir par. c).

La préservation, au centre du massif, de ce couloir injecté de serpentinite semble incompatible avec le mode de dépôt d'un olistolite (écroulement, glissement, etc.).

Sur cet argument, nous écarterons cette hypothèse.

Faute d'éléments suffisants, nous ne pouvons trancher entre l'hypothèse d'une érosion des sédiments du Jurassique supérieur et celle d'un non dépôt de ces sédiments. Par contre, les arguments de terrain vont à l'encontre des hypothèses d'une interstratification sédimentaire ou magmatique des basaltes dans les sédiments du Crétacé inférieur.

c - L'épisode détritique

L'épisode détritique qui perturbe la sédimentation habituelle du Crétacé inférieur offre des caractères suffisamment précis pour qu'on y distingue plusieurs niveaux, et que l'on tente de reconstituer leurs modes de mise en place.

(A) Le premier terme (a) ne correspond qu'à un remaniement in situ des basaltes sous-jacents dans les alternances habituelles de la Formation de la Replatte.

(B) Le second terme (b) correspond à un remaniement modéré des sédiments encore incomplètement lithifiés (diagenèse incomplète), par glissements et slumping.

Dans le même temps se superposent des venues ponctuelles (pas de mélange ophiolites-sédiments) de matériel détritique monogénique d'origine ophiolitique. Ces "crachées" de sables et de graviers correspondraient à des débris flow ou des grain flow de matériel stocké sur des pentes proches (ou à des venues distales ?).

Cet épisode enregistre donc une tectonique locale de faible intensité (basculement d'une pente), et une tectonique environnante qui crée des falaises suffisantes pour provoquer une érosion des ophiolites (création d'escarpements de falaises), et des pentes instables qui alimentent les débris flow.

(C) Le troisième terme (c), est caractéristique d'un dépôt de type wildflysch. Il débute par une arrivée brutale de très gros olistolites. Son aspect chaotique et l'absence de stratification indiquent la sédimentation quasi instantanée d'une importante masse d'éléments ophiolitiques de taille et de nature diverses, et d'argilites sombres. Ces éléments sont vraisemblablement issus d'un glissement en masse sur une pente, des débris d'ophiolites qui entraînent les sédiments sur leur passage.

L'absence du terme carbonaté de la Formation de la Replatte, montre que la zone balayée par la "coulée détritique" ne contenait pas de carbonates, soit qu'ils ne se soient pas déposés (rare au Crétacé inférieur, dans ce domaine), soit que la "coulée détritique" se soit produite entre un épisode d'ablation du tégument sédimentaire et une période de dépôt de carbonates.

(D) La brèche compacte (d) a des caractères comparables au terme précédent (C) : l'assemblage de

matériaux divers est chaotique.

L'absence des argilites indique que la source ne contenait pas de matériel sédimentaire. De toute évidence, les sédiments pélagiques (argilites et/ou calcaires) n'ont pu se déposer entre les deux venues détritiques (C) et (D); soit que les conditions de sédimentation n'aient pas été remplies, soit plutôt que les deux venues chaotiques consécutives se soient faites quasi instantanément.

L'épisode détritique se termine brutalement après le dépôt des brèches chaotiques. Ceci témoigne du caractère saccadé de la tectonique intraocéanique au Crétacé inférieur.

Les deux venues détritiques catastrophiques (C) et (D), conduisent à l'ennoyement d'un paléorelief né durant (ou avant ?) le Crétacé inférieur.

d - Caractères de la paléotectonique

(i) Au centre du massif, on observe un couloir de serpentinite dans les basaltes en coussins (fig. II-14). Ce couloir, orienté sensiblement E-W, subvertical et large de 20 mètres, matérialise un accident tectonique dans les basaltes. On retrouve aussi des serpentinites au Nord du massif, en placages sur le contact rectiligne N-S entre les basaltes et les métasédiments de la Formation de la Replatte. Ces deux ensembles serpentineux ne recoupent en aucune façon les sédiments qui les coiffent. Ils sont donc la manifestation d'accidents intraocéaniques présédimentaires dont nous verrons d'autres exemples plus loin (par.III-4.1).

(ii) Un paléorelief a été mis en évidence (par. 2.4.3) dans le flanc supérieur de l'anticlinal majeur. Cet escarpement de basaltes en coussins, à regard Sud est en continuité avec le couloir de serpentinite décrit plus haut. Cet accident aurait donc joué avant ou pendant le dépôt des sédiments du Crétacé inférieur, comme une faille normale, à regard sud et d'un rejet vertical apparent de 50 mètres. Mais l'injection de serpentinite serait antérieure au début de la sédimentation car on n'en retrouve pas la trace dans les sédiments. Cet accident a créé, au Sud, un piège où s'accumulent les sédiments détritiques, et au Nord, un relief où la sédimentation est faible voire inexistante. Le compartiment Nord (sommet de l'escarpement) serait un témoin des reliefs d'où sont érodés les alternances de la Formation de la Replatte qui se redéposent dans les pièges.

(iii) La coupe (3) montre une grande épaisseur de la Formation de la Replatte dissociée (35 m). Cette accumulation semble limitée au Nord par un escarpement qui a les mêmes caractères que le précédent (même type de jeu, même orientation; Y, fig.II-23). Par contre, son prolongement dans les basaltes sous-jacents n'a pu être mis en évidence. Plus au Sud, apparaît un escarpement moins net, du même type.

(iv) Si l'on déplie l'anticlinal renversé vers l'Est, on obtient le schéma de la figure II-23. On met en évidence que le compartiment Nord de l'accident majeur montre deux types de séries : la série flanc normal, où les termes (a) à (c) sont pratiquement inexistants; et la série flanc inverse beaucoup plus complète. Pour expliquer ces différences, on peut donc élaborer deux hypothèses :

- la faille majeure (X) a un jeu rotationnel (jeu en ciseaux) et crée une pente sur le compartiment

Figure II-23 : Reconstitutions paléotectoniques du massif Occidental de Chabrière (Légende : voir texte, par. 244-d).

Nord (I, fig.II-23)

- il existe une famille de failles orthogonale à la précédente qui découpe le compartiment Nord en blocs N-S (II, fig II-23).

La limite septentrionale du massif plaquée de serpentinites pourrait appartenir à cette seconde famille de failles.

C'est cette seconde hypothèse qui semble la plus vraisemblable.

Toutes ces observations conduisent à reconstituer encore plus précisément les conditions tectoniques et géographiques qui présidaient à la sédimentation des séries ligures, au Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur (voir Chapitre III).

2.5 - L'Unité de Chabrière

La possibilité de suivre les successions, et les corrélations entre les coupes conduisent à considérer le Complexe de Chabrière comme une unité lithostructurale à part entière.

Ses particularités sont :

- un soubassement ophiolitique épais, essentiellement basique, morcelé par des accidents remplis de serpentinite.

- une succession supraophiolitique nommée série de Chabrière qui est constituée par des jaspes radiolaritiques, des calcaires marmoréens (Malm ?), et la Formation de la Replatte (Crétacé inf. ?). Elle est surmontée par une formation de calcschistes gréseux.

- des variations latérales progressives de cette succession sédimentaire, qui mettent en évidence :

° la disparition locale des termes du Jurassique supérieur (radiolarites et calcaires marmoréens) qui sont parfois remaniés dans les termes du Crétacé inférieur.

° le passage latéral de la Formation de la Replatte, régulièrement alternante, à des formations chaotiques (Replatte dissociée) ou même à des chlorito-calcschistes.

De plus, l'extension latérale des successions permet des reconstitutions paléostructurales où l'on montre :

° l'importance de la tectonique synsédimentaire au Jurassique supérieur et surtout au Crétacé inférieur et son rôle dans les perturbations qui affectent la sédimentation pélagique.

° le morcellement en blocs du soubassement ophiolitique.

Tous ces caractères seront développés au Chapitre III.

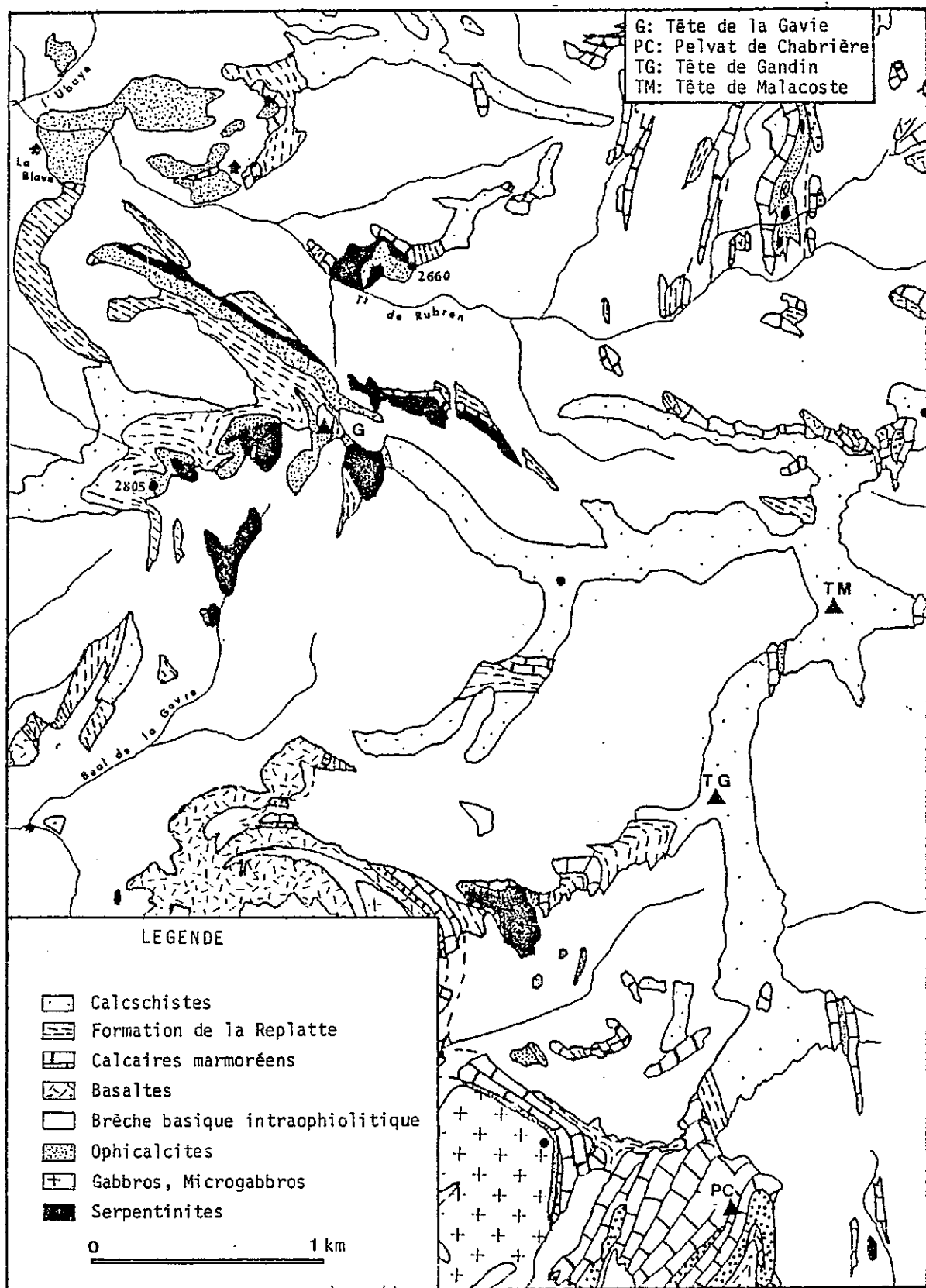


Figure II-24 : Carte des affleurements du Complexe de la Gavie

3 - Le Complexe de la Gavie

En rive gauche du torrent de l'Ubaye, et en amont de son confluent avec le torrent de Chabrière, a été définie une bande cartographique nommée Complexe de la Gavie (cf. par.I-2.1).

Le "socle ophiolitique" de ce Complexe est essentiellement constitué de serpentinites. La couverture sédimentaire présente une succession de type Chabrière ; elle montre néanmoins des variations avec la coupe type du Pic du Pelvat (par.2.1).

Les affleurements sont assez discontinus. On décrira successivement trois coupes caractéristiques: deux sur les crêtes de la Gavie, et une sur le pointement (PC 2660) dans le bas-vallon de Rubren.

Ces descriptions permettront de caractériser ce complexe par une succession type et de préciser certaines hypothèses afférentes à la paléogéographie et à la sédimentation téthysiennes.

3.1 - Coupe du PC 2864, sur les crêtes de la Gavie

La coupe se situe à l'W du PC 2864. Elle se développe sur le flanc inverse de la synforme isoclinale renversée vers l'Est du Complexe de la Gavie. Les serpentinites forment le coeur de cette structure.

a - Description

La série est ici à l'endroit et l'orientation des couches est environs N 20, 40 W. On observe donc, de l'Est vers l'Ouest (fig.II-25):

(a) un socle ophiolitique essentiellement serpentineux

Le soubassement océanique de la succession du Complexe de la Gavie dont la polarité a déjà été établie (STEEN, 1972), est essentiellement formé de péridotites entièrement serpentinisées.

Ces serpentinites contiennent, par places, des inclusions de taille et de nature variées:

- des albitites.

Ces éléments se présentent comme des bancs massifs fractionnés (entre 5 et 40 m de longueur sur 2 à 10 m de largeur à l'affleurement). Au contact avec les serpentinites, ils montrent des "parois chloritisées" décimétriques, métasomatiques. Ils sont orientés parallèlement à la schistosité principale.

La forme de ces éléments, leur agencement et leur orientation suggère le boudinage de niveaux continus (TRICART & LEMOINE, 1983) interprétables comme des intrusions (filons) de matériel acide dans les serpentinites.

De tels filons de matériel acide intrusif dans les péridotites ou les dolérites existent dans certains massifs du Queyras (BERTRAND & al., 1982; SABY, 1986). Ces albitites représenteraient les termes ultimes de la différenciation magmatique de la séquence ophiolitique (SABY, 1986).

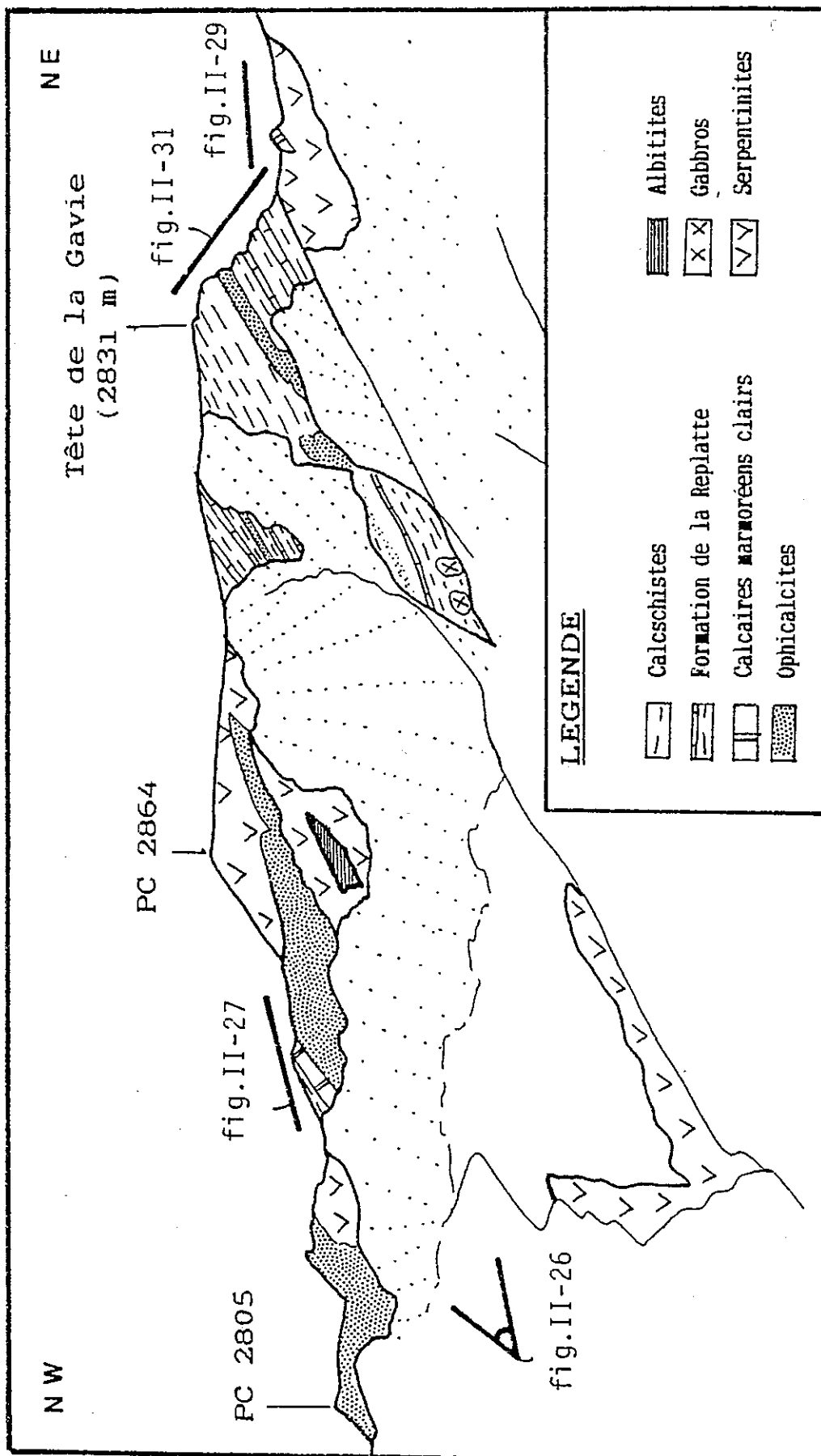


Figure II-25 : Panorama du Vallon de la Gavie depuis Le Couloir (d'après photographie). Localisation des coupes.

- des gabbros en éléments métriques à plurimétriques, cerclés d'une enveloppe chloriteuse pluridécimétrique.

- des diabases. De rares éléments apparaissent, notamment dans le flanc oriental du massif, où un filon métrique de diabases recoupe les serpentinites.

- des chloritites en éléments décimétriques à métriques.

Ils sont interprétés par STEEN (1972) comme des éléments de matériel basique entièrement chloritisés par réaction métasomatique au contact des serpentinites.

Dans ces trois derniers cas, l'origine des éléments pourrait être la même que celle envisagée pour les albitites. Ce seraient donc des filons boudinés et plus ou moins réorientés dans le plan de la schistosité principale.

Certains de ces éléments pourraient avoir une autre origine. En effet, dans certains cas, on les observe non loin du contact entre serpentinites et sédiments carbonatés (calcaires marmoréens ou formation de la Replatte). Or, cette partie supérieure du massif serpentiniteux correspond souvent à un remaniement sédimentaire des serpentinites (ophicalcites OC2, cf. (b)). Ainsi, les éléments décrits seraient contenus dans une matrice sédimentaire essentiellement serpentiniteuse (serpentinite reconstituée). Ils représenteraient des éléments détritiques issus du démantèlement de blocs du soubassement océanique.

(b) ophicalcites (fig.II-28)

Le sommet de l'ensemble ophiolitique passe à un puissant niveau d'ophicalcites (20 à 50 m). Du bas vers le haut, la composition de ces ophicalcites varie.

Vers la base, de fines veinules de calcite apparaissent dans les serpentinites. Leur taille et leur proportion augmentent très progressivement vers le haut. On arrive petit à petit à des carbonates clairs contenant un nombre important de blocs (pluricentimétriques), de graviers (centimétriques) et de sables serpentiniteux. Ces marbres présentent une stratification en bancs métriques peu nette. La quantité et la taille des éléments serpentiniteux noyés dans la matrice calcaire diminuent vers le haut. On observe donc un certain granoclassement vertical dans ce niveau dont le caractère sédimentaire détritique est affirmé.

Dans cet ensemble, il semble donc, que l'on puisse distinguer deux types d'ophicalcites:

- des serpentinites à veinules de calcite (à la base). Dans la suite de ce mémoire (pour adopter la nomenclature utilisée par BOILLOT & al., 1986), nous nommerons ce type d'ophicalcite, OC1.

- des calcaires à éléments détritiques serpentiniteux (au sommet). Nous nommerons OC2, ces carbonates à détritisme monogénique serpentiniteux.

Ces ophicalcites assurent le passage stratigraphique entre serpentinite fracturée in situ (OC1), serpentinite remaniée et marbres à éléments serpentiniteux plus ou moins isolés (OC2).

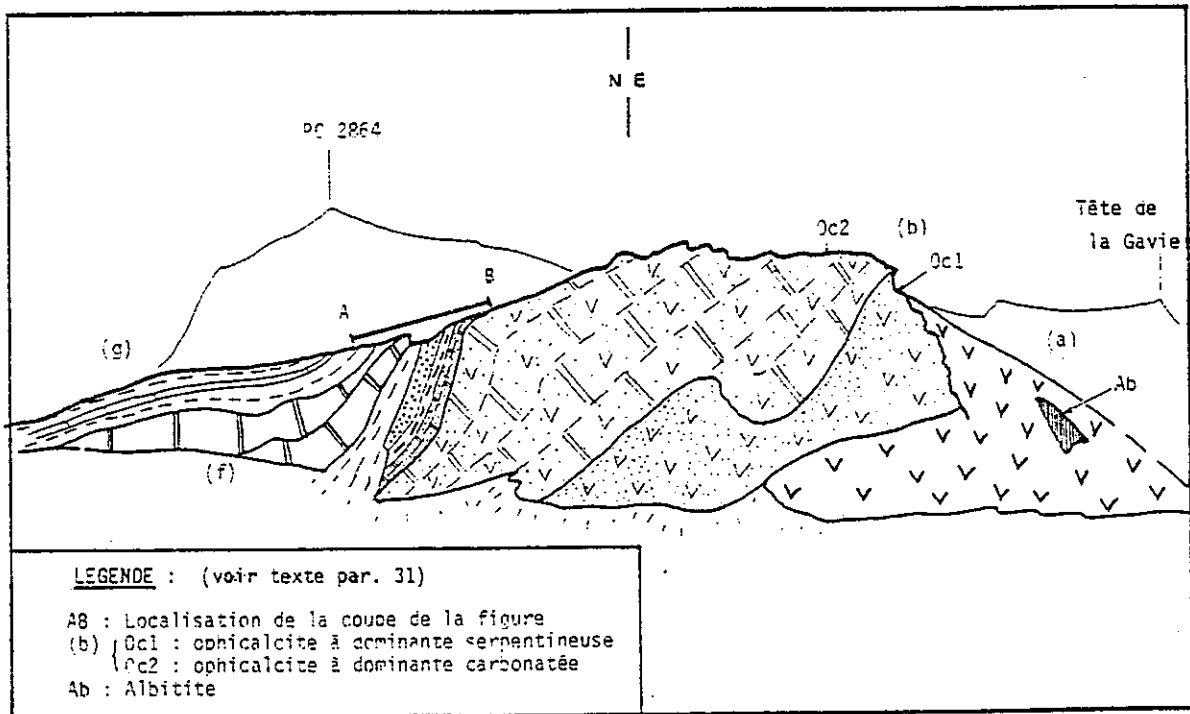


Figure II-26 : Panorama de la Coupe du PC 2864 (Crêtes de la Gavie).
 Légende : voir texte, par. 31.

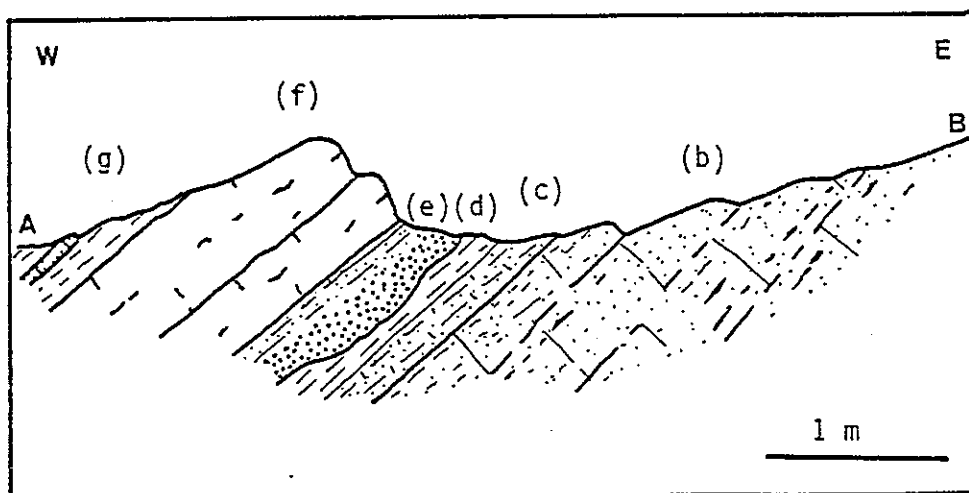


Figure II-27 : Détail de la Coupe du PC 2864 (Crêtes de la Gavie).
 Localisation: fig II-26; Légende: par. 31.

(c) calcschistes gréseux (20 cm). Ils sont manganésifères et chloriteux. Ils assurent le passage entre les ophicalcites et le niveau suivant.

(d) chloritite (10 à 30 cm). Ce niveau lenticulaire représenterait un niveau détritique à éléments basiques ou serpentineux.

(e) un niveau lenticulaire (20 à 150 cm) de couleur rouille qui contient de nombreuses veinules siliceuses claires. Cet ensemble très siliceux, manganésifère et chloriteux rappelle les jaspes radiolaritiques.

Ici, les alternances régulières de silts rouges et de quartzites claires seraient perturbées par des apports détritiques basiques.

La richesse de ce terme en oxydes (Manganèse, Fer, etc.), caractéristiques de la base du niveau de jaspes (cf. par.21 (f)), confirme l'attribution de ce terme à des "radiolarites".

(f) calcaires marmoréens clairs à patine jaunâtre, en bancs métriques (5 m environ). Ces calcaires ont un faciès identique à ceux de la coupe du Pic du Pelvat (Malm, par.21(g)). Localement, dans les bancs, apparaissent des lits centimétriques à éléments chloriteux.

(g) calcaire à trame rousse en bancs pluridécimétriques et interbancs décimétriques de schistes noirs caractéristiques de la formation de la Replatte (puissance: au moins 40 m). Dans cette formation apparaissent quelques bancs métriques de calcaires marmoréens clairs.

b - Discussion

Cette succession rappelle celle de la série ligure type de Chabrière: la succession débute par des ophiolites (a) et se termine par l'habituelle trilogie sédimentaire - radiolarites (e), calcaire marmoréen du Malm (f), formation de la Replatte (g). Directement sur le soubassement ophiolitique apparaît un épais complexe détritique ((b), (c), (d)), carbonaté, plus ou moins lité, à éléments ophiolitiques.

Dans la plupart des séries ligures, le terme ophicalcitique n'a qu'une épaisseur limitée et présente un aspect bréchique qui suppose un remaniement local des serpentinites. Néanmoins, dans les massifs qui forment le prongement septentrional du Complexe de la Gavie (Roche Noire et Pic Marcel), TRICART et LEMOINE (1983) ont décrit des termes ophicalcitiques comparables à ceux de la coupe des Crêtes de la Gavie

L'origine des ophicalcites a souvent été discuté par les auteurs. FOLK et MC BRIDE (1978) envisageaient une origine pédogénétique pour les ophicalcites de l'Apennin.

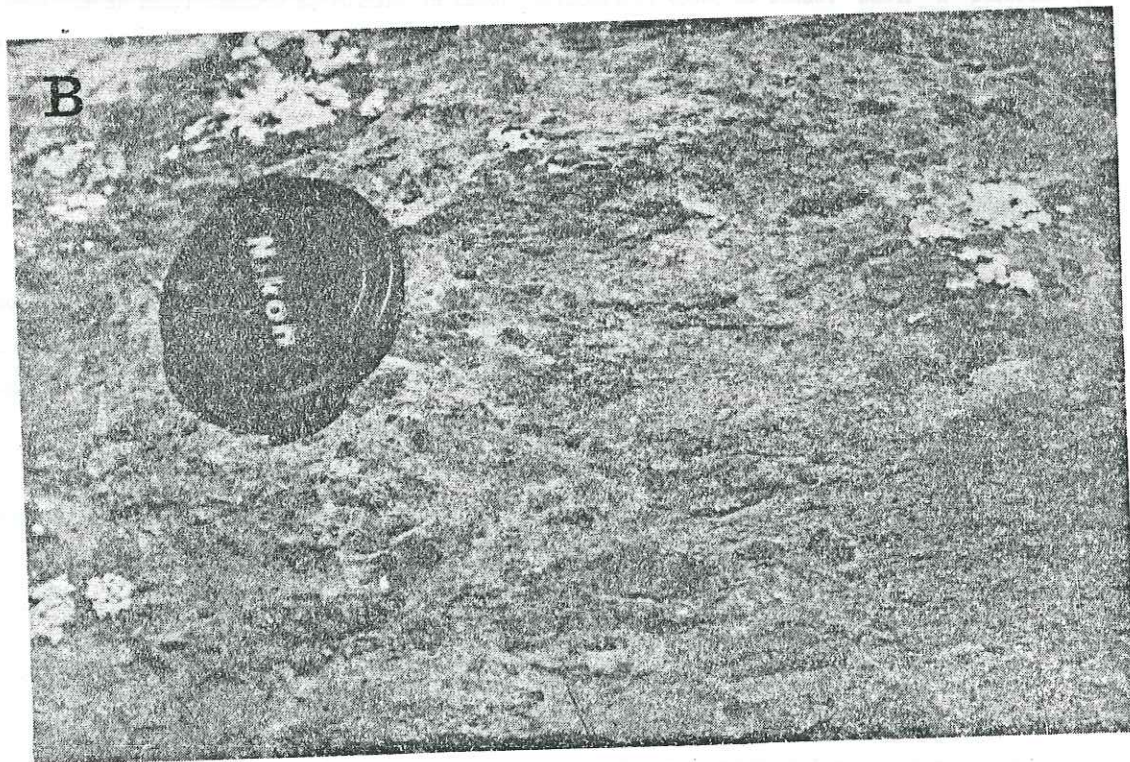
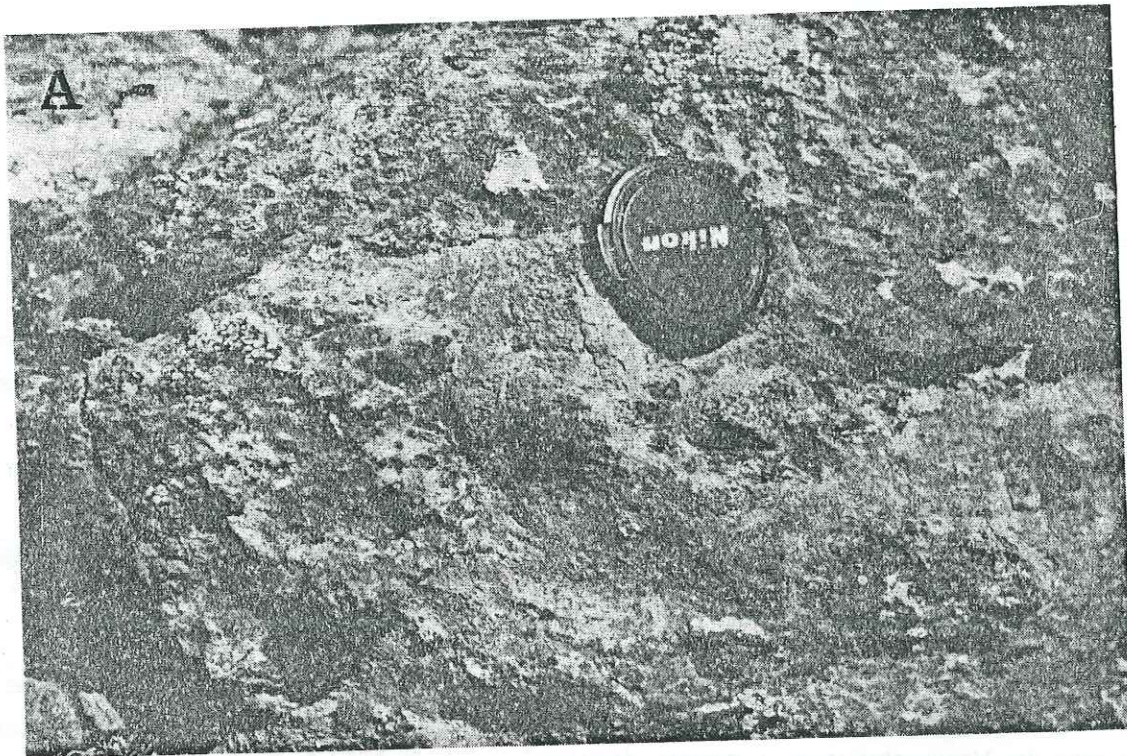


Figure II-28 : Clichés montrant l'aspect de différents types d'ophicalcites

- A : ophicalcite de type intermédiaire entre OC1 et OC2, à gros éléments anguleux et faible proportion de calcite
 B : ophicalcite de type OC2, à éléments fins et arrondis, noyés dans un ciment carbonaté abondant

Après les observations dans les océans actuels (BONATTI & al., 1974; LAGABRIELLE & al., 1982; etc.), les auteurs ont supposé une origine hydrothermale (DAL PIAZ & al., 1978; LEMOINE & al., 1982; etc.). Les études, sur les isotopes de l'oxygène et du carbone, des carbonates des ophicalcites supraophiolitiques des Alpes occidentales n'ont pas confirmé cette interprétation avec certitude (LEMOINE & al., 1983). BERNOULLI et WEISSERT (1985) supposent une origine diagénétique et pélagique pour la plus grande partie des ophicalcites de la zone d'Arosa (Alpes penniques suisses). Ces auteurs montrent que les carbonates de la base des ophicalcites (équivalents de nos OC1) auraient une origine diagénétique et hydrothermale. Progressivement, vers le haut (OC2), ils seraient issus du transport de carbonates diagénétiques et, peut-être, de carbonates d'origine pélagique.

Néanmoins, on ne peut minimiser l'importance de l'origine hydrothermale d'une partie des carbonates de ce terme. En effet, les auteurs ont remarqué que ce terme "infraradiolaritique" est équivalent de niveaux minéralisés où la minéralisation a une origine hydrothermale affirmée (St Véran: AYOUB, 1984; Viaforcia: SABA, 1986).

Le niveau d'ophicalcite décrit correspondrait, selon ces hypothèses:

- à la base (OC1), à la fracturation in situ des serpentinites (durant la remontée des péridotites vers la surface; BOILLLOT & al., 1986) et aux dépôts de carbonates d'origine hydrothermale.

- au sommet (OC2), au dépôt de turbidites et de brèches remaniant les OC1, et peut-être des carbonates d'origine pélagique, qui représenteraient alors les premières manifestations de la sédimentation pélagique téthysienne.

Outre ce détritisme serpentineux, la série présente un détritisme basique qui perturbe la sédimentation des radiolarites.

La coupe du PC 2864 montre donc un domaine qui, pendant toute la période précédant le dépôt des calcaires du Malm, jouait le rôle de piège pour les débris ophiolitiques érodés à proximité.

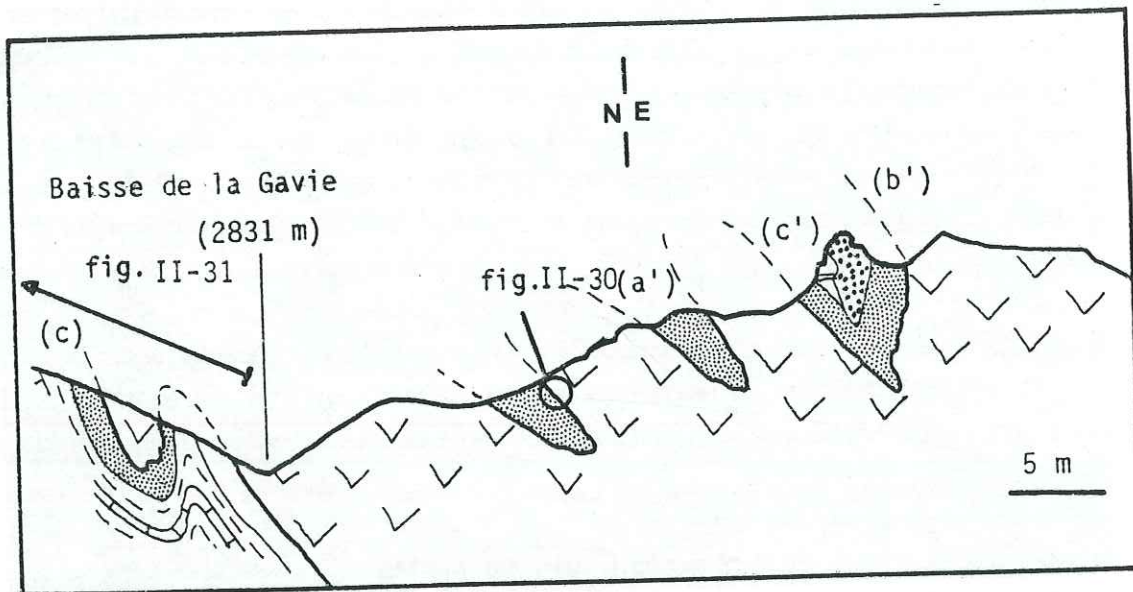


Figure II-29 : Synclinaux à coeur sédimentaire dans les serpentinites de la Baisse de la Gavie (coupe schématique).

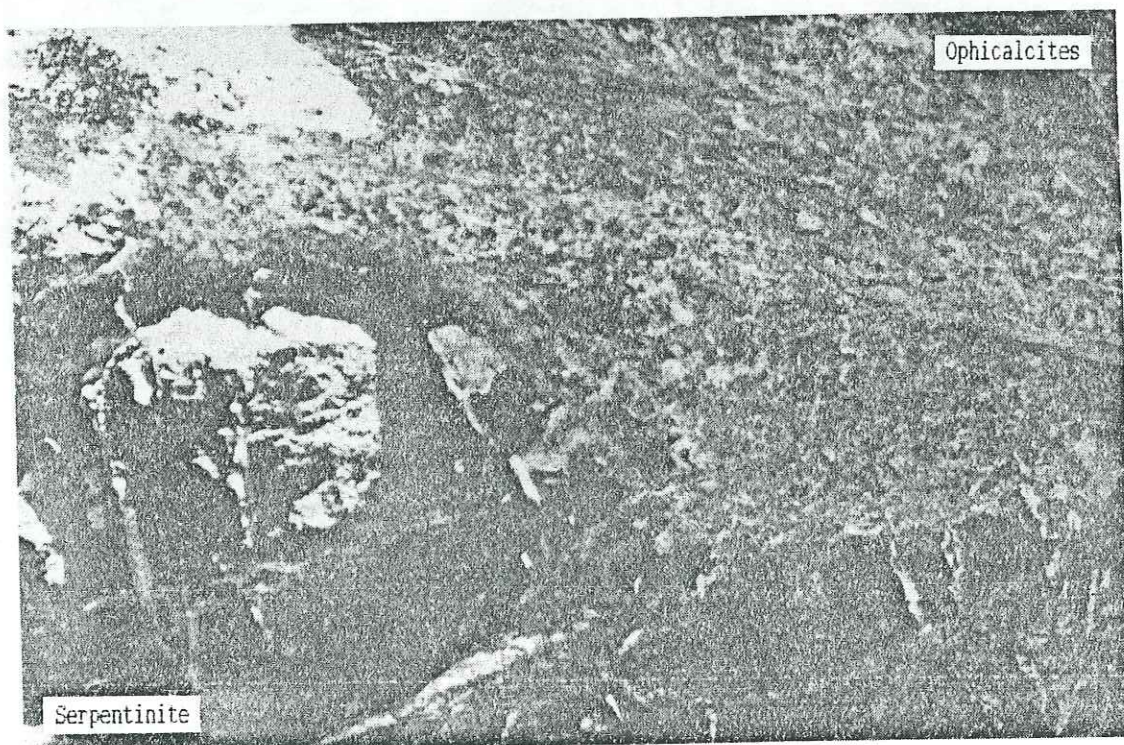


Figure II-30 : Cliché montrant le contact entre serpentinites et ophicalcites de type OC1 (fracturation in situ des serpentinites).

3.2 - Coupe de la Tête de la Gavie

Elle se situe sur l'arête SE de la Tête de la Gavie, entre le PC 2831 (Baisse de la Gavie) et le PC 2883. Elle se développe sur le flanc inverse d'une synforme déversée vers l'Est du Complexe de la Gavie. La série, en position normale sur les serpentinites, a un pendage de 40° vers l'Ouest.

Le contact ophiolite (serpentinite)-sédiment est plissé. La base de la série est donc visible sur différents affleurements. Les successions mises en évidence sont sensiblement différentes selon les coupes pourtant peu distantes (quelques dizaines de mètres).

a - Description

(A) Au sein du massif de serpentinites situé au Sud de la Baisse de la Gavie, existent des petits synclinaux pincés à coeur sédimentaire et axe subméridien (fig.II-29). Là, on observe, en contact stratigraphique avec les serpentinites:

(a') bancs d'ophicalcite très serpentineuse (serpentinite à filonnets de calcite de type OC1) métriques à plurimétriques.

L'un des affleurements montre le contact serpentinite-ophicalcite (fig.II-30). Ici, il est remarquablement préservé des épisodes tectonométamorphiques alpins. Il met en évidence la fracturation "in situ" des serpentinites contemporaine de la mise en place (sédimentation probable) de carbonates très purs.

(b') métaradiolarites hématitiques riches en glaucophane. Des niveaux hématitiques rouges centimétriques alternent avec des niveaux siliceux clairs centimétriques. (1m)

(c') calcaire marmoréens à taches rouges hématitiques.

Cette succession, dont on n'observe pas les termes supérieurs, est sensiblement identique à la succession type de Chabrière (par.21).

(B) Au col (PC 2831), la coupe principale montre, au contact avec les serpentinites (fig.II-31) :

(a) talcschistes (0,40 m). Localement ils sont remplacés par des schistes carbonatés très chloriteux.

(b) ophicalcites (3 m) très riches en serpentinite. La matrice carbonatée ne représente que 10 à 20 % de cette formation (ophicalcite d'un type intermédiaire entre OC1 et OC2).

(c) formation de la Replatte. Le contact avec les ophicalcites, bien que stratigraphique (passage sur quelques centimètres, de schistes chloriteux à des schistes sombres typiques de la formation de la Replatte), est très rapide. Cette formation se développe sur une épaisseur de 30 m. Les bancs carbonatés à trame siliceuse rousse ont une épaisseur de 2 à 30 cm. Les interbancs schisteux représentent la moitié de l'épaisseur de cet ensemble.

Au sommet, le dernier banc de calcaire à trame siliceuse rousse contient des éléments millimétriques noirs dispersés dans le banc ainsi qu'un fin niveau chloriteux vert-sombre caractéristiques d'un détritisme ophiolitique (fig.III-3).

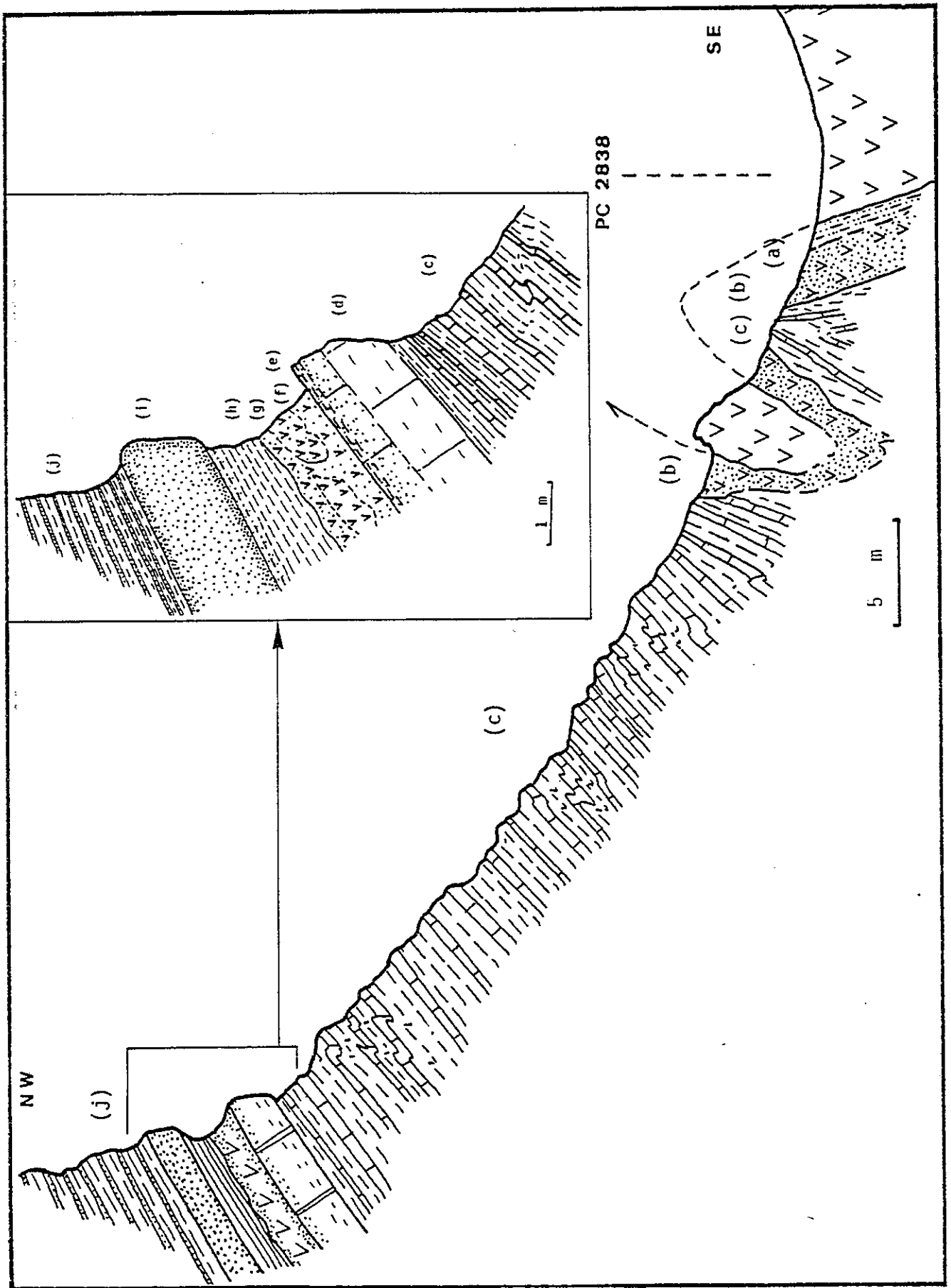


Figure II-31 Coupe de la Tête de la Gavie et détail
(Légende: voir texte, par. 32)

(d) banc de calcaire marmoréen clair (0 à 1,5 m). Ce calcaire a un aspect talqueux. Le contact inférieur avec les schistes noirs de la formation de la Replatte est net. Il démontre le caractère brutal de l'arrivée de ces carbonates pauvres en silice.

Ce niveau est lenticulaire et tend à disparaître vers le Sud. Ceci conduit à penser qu'il représenterait un olistolite de calcaire clair (du Malm?).

(e) ophicalcites de type OC2. Les éléments ultrabasiques sont de petite taille (du millimètre au centimètre). Aucun granuloclasement n'est visible mais on peut distinguer des lentilles décimétriques à métriques à éléments plus grossiers. La proportion de la matrice carbonatée est importante.

Ce niveau correspond à l'apparition brutale d'un détritisme ophicalcitique dans la sédimentation pélagique.

(f) banc métrique d'ophicalcite très riche en serpentinite. Il s'agit, en fait, de gros blocs de serpentinite à veinules de calcite (ophicalcite de type OC1) noyés dans une matrice ophicalcitique très riche en éléments de toutes tailles (du millimètre à plusieurs décimètres; type OC2).

(g) ophicalcites identiques au niveau (e) (0,30 m).

(h) schistes chloriteux. Ces schistes carbonatés ont une teinte verdâtre et contiennent de fines particules sombres chloriteuses. Au sommet, ils contiennent à la fois des particules sombres (chloriteuses), et des particules claires (albite?).

(i) banc métrique très compact, clair, qui contient une importante proportion d'albite et de calcite. Son faciès ressemble à celui des albitites décrites au paragraphe précédent.

Il pourrait représenter un niveau détritique issu de l'érosion d'une masse d'albitite.

Une origine continentale de ces sédiments ne peut néanmoins pas être écartée.

(j) schistes et grès (20 m). Ce dernier terme de la succession décrite est constitué d'une alternance de niveaux décimétriques de schistes noirs (argilites plus ou moins carbonatées), et de niveaux calcaréo-gréseux roux centimétriques (équivalent de la Formation de Roche Noire?).

b - Discussion - Interprétation

Cette coupe offre de nombreuses différences vis-à-vis de la série ligure type (coupe de la fig.II-5):

+ Les radiolarites et les calcaires marmoréens du Jurassique sup. n'apparaissent que localement et avec une épaisseur réduite.

+ On observe un passage stratigraphique entre les ophicalcites supraophiolitiques (OC1) et les schistes et calcaires de la formation de la Replatte. Cette coupe démontre une nouvelle fois que les sédiments du Crétacé inférieur peuvent reposer directement sur les ophiolites (Secteur du Couloir, par.2.3.1; Massif occidental de Chabrière, par.2.4).

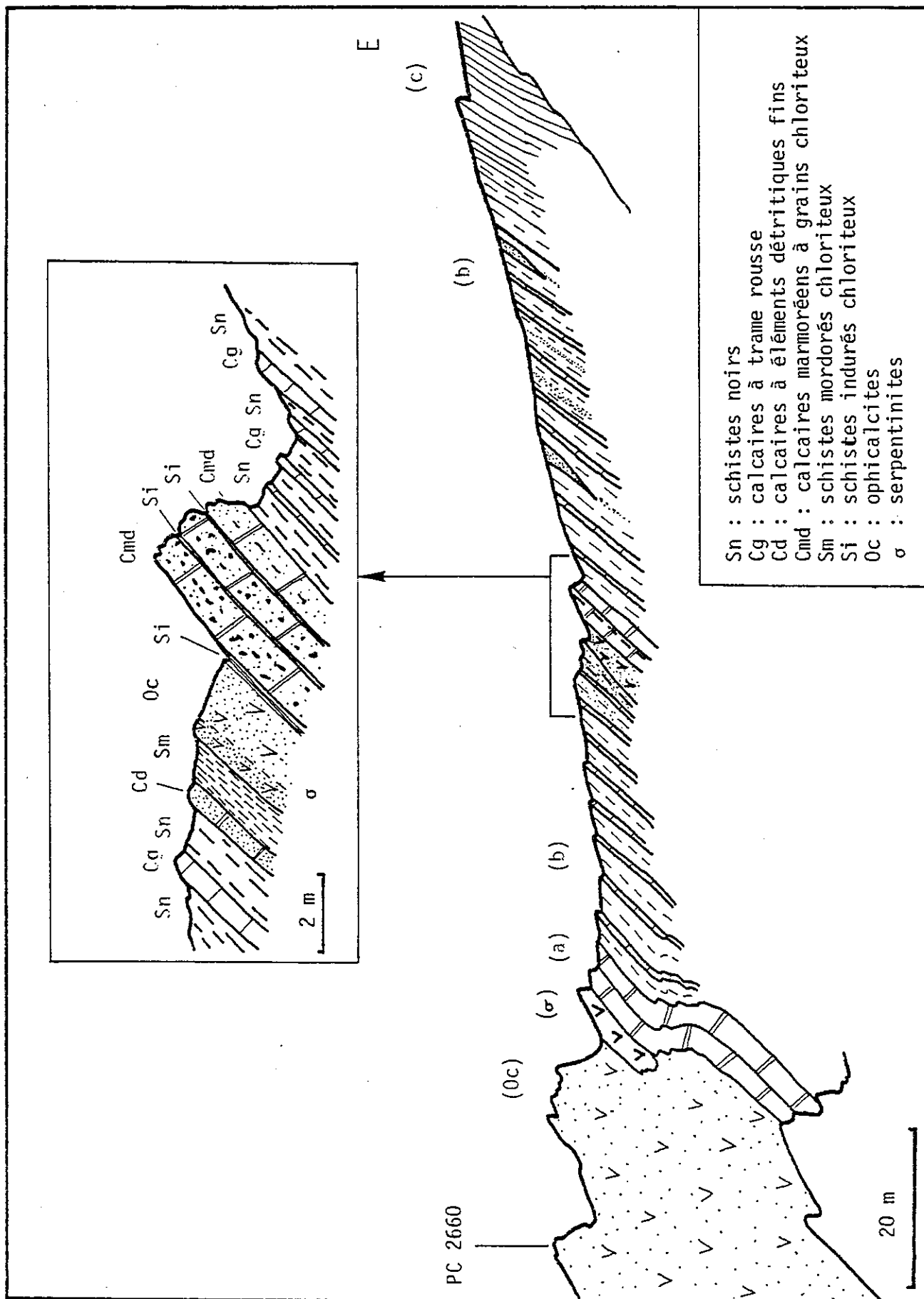


Figure II-32 : Coupe de l'arête orientale du pointement 2660 et détail
 (Légende : voir texte, par. 33)

+ La formation de la Replatte est le siège d'un important détritisme. Des bancs massifs de matériel détritique apparaissent au sommet de cette formation : ce sont des venues caractéristiques de "débris flow" (monogéniques, non granuloclassées, massives,...). Ces sédiments sont d'abord des olistolites de calcaire clair (Malm?) légèrement pollué par un détritisme serpentineux. Ils sont surmontés par une ophicalcite de type OC2 qui contient des éléments de type OC1, puis par un terme détritique essentiellement albitique.

La superposition de trois termes détritiques (olistolite de calcaire du Malm, ophicalcites, et brèche d'albitite), est comparable à la base de la succession habituelle dans le complexe de la Gavie (Albitite - Serpentinite - Ophicalcite - Calcaire marmoréen). Cette disposition, stratigraphiquement inversée, pourrait représenter le remaniement par érosion progressive de la série, du haut vers le bas.

+ Le terme supérieur de cette succession (j) évoque la formation de Roche Noire définie immédiatement au Nord par TRICART (1974). Ici, les grès ne présentent pas leur apparence capucin typique et ils possèdent une importante proportion de calcite.

Ils pourraient représenter les "black shales" du Crétacé moyen typiques des séries téthysiennes (GRACIANSKY & al., 1981), pollués par une sédimentation carbonatée importante ou une alternance déposée dans un milieu proche de la profondeur de la CCD (voir III-22).

Le détritisme procède, dans cette coupe par crises brutales et ponctuelles.

3.3 - Coupe de l'arête Est du pointement 2660.

La coupe se situe dans le bas-vallon de Rubren, au Nord de la Tête de la Gavie (fig.II-24).

La série stratigraphique est renversée sous le contact avec le paléosubstratum océanique (ophiolites), et les strates ont un pendage de 55° vers l'W.

a - Description

On observe, du bas de la série vers le haut, soit, de l'Ouest (PC 2660) vers l'Est, sur 150 m (fig.II-32) :

(σ) serpentinites et (Oc) ophicalcites du pointement 2660

(a) calcaires marmoréens en bancs à patine jaunâtre (Malm). Epaisseur : 2 m.

(b) Alternance de bancs de 10 à 30 cm de calcaires à trame siliceuse rousse et d'interbancs pluridécimétriques de schistes noirs. Ces alternances, caractéristiques de la formation de la Replatte, se développent sur 40 m.

Dans ce terme, on observe de nombreuses passées décimétriques à métriques chloriteuses, ophicalciques ou ankéritiques.

A 20 m du contact avec les calcaires marmoréens, apparaît un banc (40 cm) de calcaire clair farcis de graviers centimétriques chloriteux ou serpentineux. Il est surmonté d'un niveau de schistes mordorés-rouille, chloriteux (50 cm).

Puis, sur un petit banc carbonaté, vient une masse boudinée d'ophicalcites de type OC2 (0,5 à 1 m). On note, dans cette masse quelques lentilles de serpentinite.

Sur une épaisseur de 2 m vient une alternance de bancs décimétriques de calcaires clairs à sables chloriteux et d'interbancs pluricentimétriques de schistes chloriteux indurés.

Dans les 30 mètres supérieurs de la formation de la Replatte, on observe, localement, des intercalations de 20 à 50 cm de niveaux chloriteux diffus (chlorite jaune^(*)) contenant des éléments décimétriques d'ankérite^(*).

L'arrivée brutale d'une passée détritique serpentineuse est précédée par un fin détritisme chloriteux. Après cet épisode, la sédimentation pélagique reprend. Elle n'est pas perturbée par le détritisme ophiolitique très fin qui existe cependant. Par la suite, seuls quelques rares venues peu abondantes de matériel ophiolitique viennent se superposer à la sédimentation.

(c) Enfin, on observe une diminution de la taille et de la proportion de bancs de calcaires à trame siliceuse rousse. On passe à une alternance de schistes gris sombres en interbancs plus fins (centimétriques) et de plaquettes centimétriques de calcaire roux siliceux. Enfin, on aboutit à un ensemble homogène de calcschistes roux. Ce passage très progressif, des alternances de la Formation de la Replatte à une formation de calcschistes roux s'effectue en 10 à 20 m.

Cette formation de calcschistes roux se débite en plaquettes de quelques centimètres. En cassure, elles sont grises et mouchetées de roux. Leur couleur rousse en patine est due à l'abondance de l'ankérite.

Localement, la proportion de carbonate augmente pour former des niveaux décimétriques comparables à des marbres en plaquettes.

Ces calcschistes se développent largement à l'Est de la coupe. Dans leur prolongement méridional, ils passent dans le vallon de Platte Chamoussière, puis forment l'important sommet de Malacoste (fig.II-24). Nous nommerons donc cette épaisse formation de calcschistes, qui fait stratigraphiquement suite à la formation de la Replatte, dans le complexe de la Gavie, Formation de Malacoste.

b - Discussions - Interprétations

La coupe du pointement 2660 offre de nombreuses particularités vis à vis de la série de Chabrière (fig.II-5)

+ absence des jaspes radiolaritiques : comme sur de nombreuses coupes, ils sont absents (absence de dépôt ou érosion).

^(*) Dans les Schistes lustrés de Haute Ubaye et du Queyras (LEMOINE & TRICART, 1979), l'ankérite et la chlorite jaune sont toujours abondantes dans les formations où se développe un détritisme ophiolitique.

Dans la plupart des cas, la présence d'ankérite (carbonate magnésien) comme celle de chlorite jaune et de micas chromifères, dans les sédiments seront considérées comme des indices de détritisme ophiolitique.

+ détritisme dans la Formation de la Replatte :

Sur cette coupe, le détritisme qui perturbe les alternances régulières de la Formation de la Replatte, se manifeste de plusieurs manières:

- détritisme de faible intensité qui perturbe peu la sédimentation. Il est visible sur plusieurs passées où les sédiments contiennent des indices de détritisme ophiolitique: présence d'ankérite, de chlorite, et localement de micas chromifères, dans les calcaires siliceux ou les schistes noirs (cf. remarque page précédente).

- passée massive qui s'intercale dans les alternances. Elle est précédée et suivie par un détritisme fin qui se superpose à la sédimentation pélagique habituelle.

On y observe l'association d'ophicalcites (OC2) à grosses lentilles de serpentinite, avec des calcaires clairs identiques et assimilables aux calcaires marmoréens du Malm. L'importante proportion de silice dans cette venue détritique massive pourrait indiquer une érosion simultanée des jaspes radiolaritiques du Jurassique sup.

+ La Formation de Malacoste: complément de la série de Chabrière

Le passage progressif entre les alternances de schistes noirs et de calcaires à trame siliceuse de la Formation de la Replatte, et les calcschistes gréseux roux de la Formation de Malacoste, est remarquablement bien visible sur cette coupe. La Formation de Malacoste complète donc la succession supraophiolitique, en l'absence, ici, de la Formation de Roche Noire.

Origine de la Formation de Malacoste

La conservation des alternances de la Formation de la Replatte, sur la même coupe, est la preuve que la formation des calcschistes ne peut être issue d'un mélange tectonométamorphique d'argiles et de calcaires siliceux, comme on aurait pu l'envisager.

Le sédiment originel de la Formation de Malacoste est donc une marne siliceuse. Cette marne peut avoir plusieurs origines:

- elle provient du remaniement anté-diagénetique des alternances de la Formation de la Replatte (voir par.III-2.2).

- elle est issue de la sédimentation pélagique simultanée d'argiles, de calcaires et de silice, fréquente dans les bassins environnants au Crétacé "moyen"-supérieur (voir par.III-2.4).

Age de la Formation de Malacoste

Cette formation n'a pas fourni, jusqu'à présent, de faunes permettant de la dater. Néanmoins, un âge Crétacé supérieur est envisageable, par comparaison avec le faciès des calcschistes observés, dans les Schistes lustrés du Queyras (LEMOINE & al., 1984a).

En Haute Ubaye, de nombreuses coupes montrent, au contact avec la Formation de la Replatte, des calcschistes dont le faciès est comparable à ceux de la Formation de Malacoste.

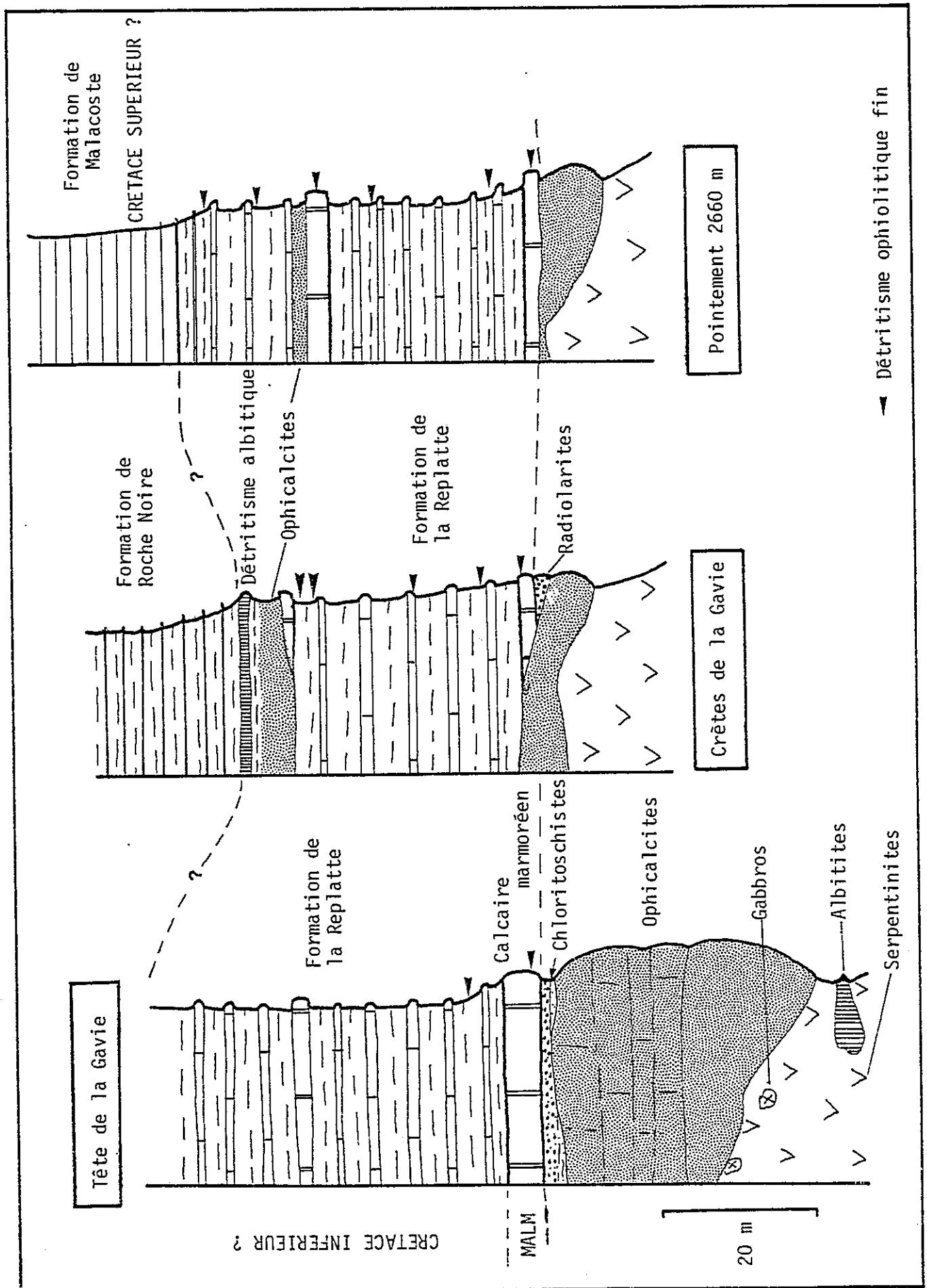


Figure II-33: Correlations entre les coupes levées dans le Complexe de la Gavie

3.4 - Le complexe de la Gavie : une unité à soubassement serpentiniteux et à détritisme ophiolitique, coiffée par la Formation de Malacoste

La corrélation des coupes (fig.II-33), montre des caractères qui permettent d'individualiser l'Unité de la Gavie, et de préciser certaines particularités de l'environnement de l'océan téthysien.

a - Le soubassement ophiolitique de l'unité de la Gavie est serpentiniteux

Les serpentinites peuvent contenir des intrusions de nature diverses. Ces intrusions se sont mises en place sous forme de filons, vraisemblablement avant la mise à l'affleurement des serpentinites. Certaines de ces intrusions sont donc les témoins d'un magmatisme océanique précoce (cf. SABY, 1986).

b - l'"épisode ophicalcitique" est localement important

La coupe des crêtes de la Gavie montre un important complexe sédimentaire carbonaté détritique infraradiolaritique (jusqu'à 50 m d'épaisseur). Ceci démontre :

- que les serpentinites étaient localement à l'affleurement avant l'Oxfordien (âge du dépôt des premiers sédiments radiolaritiques).
- que des carbonates se sont déposés avant l'Oxfordien, sur les serpentinites (calcaire d'origine hydrothermale, et/ou pélagique, et/ou diagénétique).

c - La succession sédimentaire du Jurassique supérieur est souvent absente ou incomplète

De plus ces sédiments (jaspes radiolaritiques et calcaires marmoréens du Malm), lorsqu'ils sont présents ou qu'on les retrouve sous forme d'éléments détritiques dans les sédiments du Crétacé inférieur (voir plus bas), sont parfois pollués par un détritisme ultrabasique.

Ces deux caractères indiqueraient l'importance de l'érosion des serpentinites au Jurassique supérieur, vraisemblablement due à des mouvements tectoniques (intrusions, failles génératrices d'escarpements,...).

d - Les niveaux détritiques sont nombreux dans la Formation de la Replatte (Crétacé inférieur ?)

Généralement peu important, le détritisme basique ou ultrabasique se superpose à la sédimentation, sans la perturber. On observe alors des indices dans les sédiments : ankérite, chlorite jaune, micas chromifères,...

Parfois, il s'agit de venues massives brutales de type débris flow, qui s'intercalent dans la sédimentation. Ces venues massives sont indépendantes dans l'espace et dans le temps (sur les coupes, elles ne se répartissent pas au même niveau, dans la Formation de la Replatte). Les venues détritiques ne semblent donc pas liées à des crises généralisées à l'échelle de la région mais plutôt à des conditions locales (décharges locales et ponctuelles).

Ce caractère est un argument en faveur de l'hypothèse du découpage du fond océanique téthysien en une multitude de petits blocs indépendants les uns des autres.

e - La Formation de la Replatte est stratigraphiquement surmontée par des formations différentes

La Formation de la Replatte est surmontée stratigraphiquement par :

- la Formation de Roche Noire, au Nord du secteur étudié (TRICART, 1973b). Par analogie de faciès avec les "Black shales", les auteurs lui ont attribué un âge Crétacé "moyen".
- les alternances schistes-calcaires gréseux, à la Tête de la Gavie. Cette alternance est comparable au terme de passage Formation de la Replatte-Formation de Roche Noire (TRICART, 1973b).
- les calcschistes gréseux roux de la Formation de Malacoste dont l'âge est jusqu'à présent inconnu.

Si l'on considère que la Formation de la Replatte et les formations qui la surmontent se sont déposées dans un milieu pélagique profond, il est peu probable qu'existe une lacune de sédimentation sur l'une ou l'autre des coupes. Ainsi, les formations qui surmontent la Formation de la Replatte sont probablement de même âge. On pourrait donc attribuer un âge Crétacé "moyen" à la Formation de Malacoste. Néanmoins, par analogie de faciès avec la Formation de Malrif (LEMOINE & al., 1984a), cette formation pourrait se développer jusqu'au Crétacé supérieur.

En conclusion, dans l'Unité de la Gavie, la Formation de la Replatte est surmontée, soit par Formation de Roche Noire (Crétacé "moyen" ?), soit par la Formation de Malacoste (Crétacé "moyen"-supérieur ?). Ces deux formations sont donc, au moins en partie, de même âge.

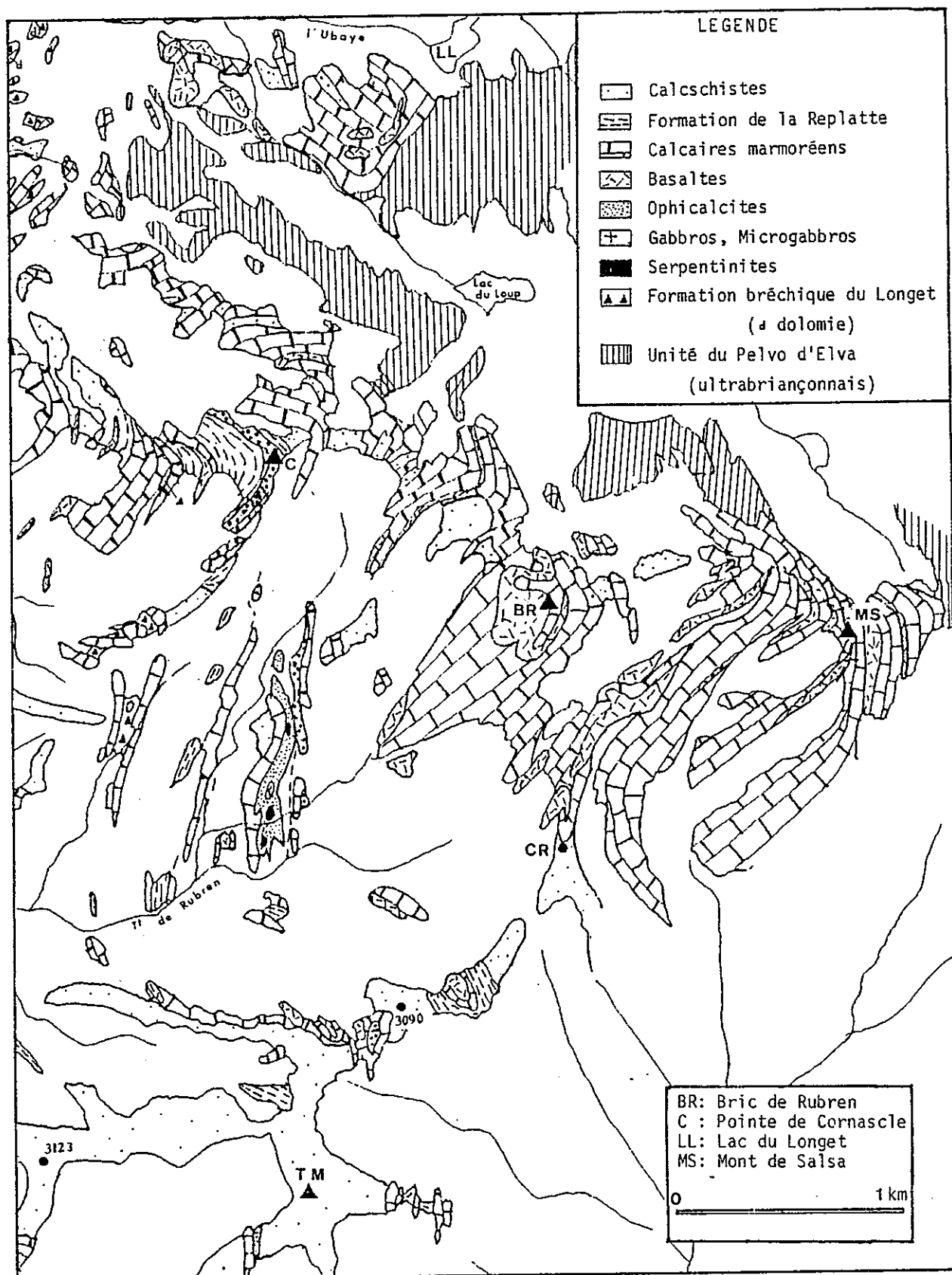


Figure II-34 : Carte des affleurements des Complexes de Cornascle et de Rubren

4 - Le Complexe de Cornascle

Il se développe largement, du Nord vers le Sud, sur le flanc nord du Vallon du Longet, le Haut Vallon de Cornascle, le Vallon de Rubren, les Crêtes de Mongioia et la rive droite de la Varaita di Rai (fig.II-34).

Les affleurements sont ponctuels. la description des coupes les plus visibles, sur les crêtes, nous permettra de définir les caractères de la série du Complexe de Cornascle.

Les calcaires marmoréens clairs, nous serviront de repère pour les corrélations entre les coupes.

4.1 - Coupe de l'arête sud-ouest du Pic de Cornascle (fig.II-35)

Le soubassement ophiolitique est uniquement représenté par une lame hectométrique de prasinites foliées (PC 3027), au coeur d'une synforme de métaradiolarites déversée vers l'Est.

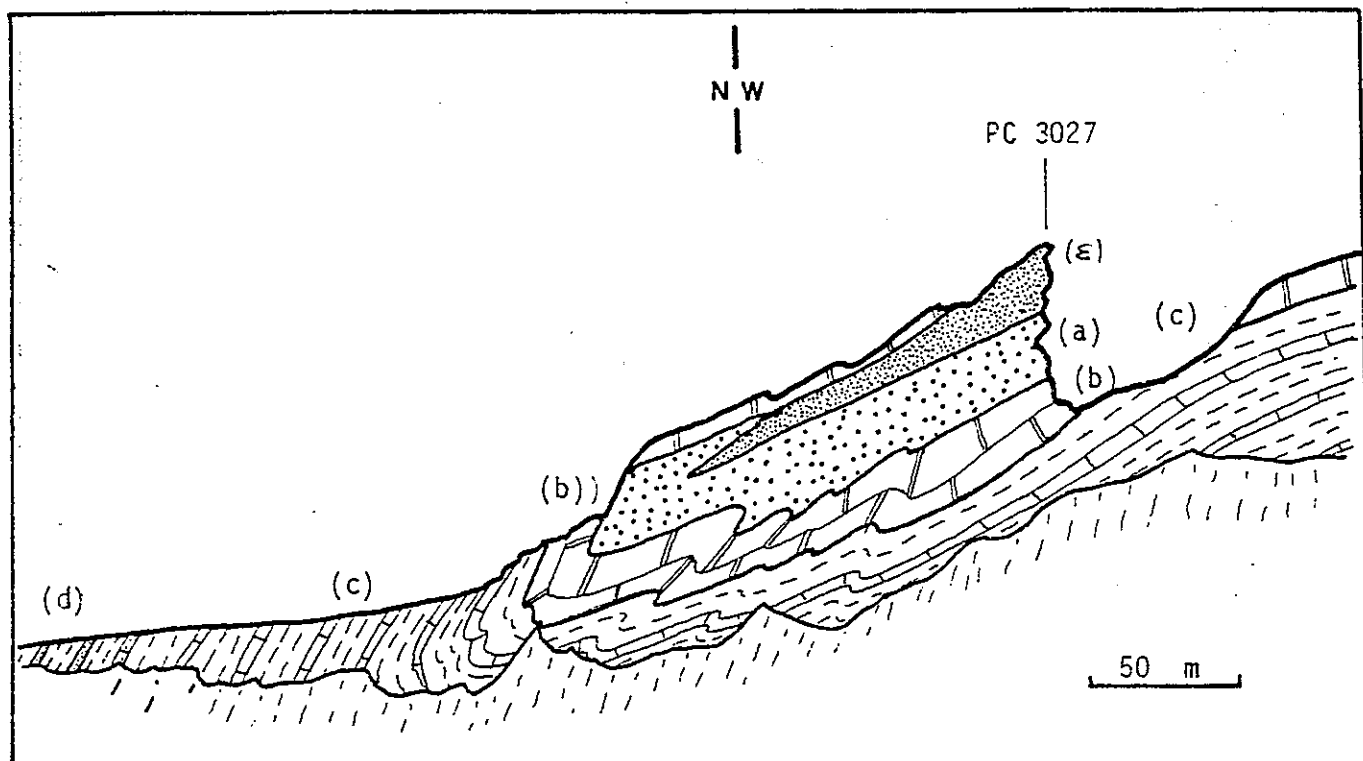


Figure II-35 : Coupe de l'arête Sud-Ouest de Cornascle
(panorama schématique d'après photo. ; Légende: voir texte)

La série décrite est en position inversée. Stratigraphiquement, donc du haut vers le bas, on observe, au contact avec les prasinites (ε) :

(a) jaspes radiolaritiques (5 à 10 m). Ils montrent le même type de rubannement que celui observé dans l'unité de Chabrière: une alternance de niveaux centimétriques siliceux et de niveaux silteux. Mais, ici, les niveaux silteux sont verdâtres à noirs. Cet aspect rappelle celui des niveaux chloriteux de certains termes détritiques déjà décrits (par.3.3, par exemple).

Le dépôt de ces silts semble donc avoir été pollué par un léger détritisme ophiolitique (vraisemblablement ultrabasique).

(b) calcaires marmoréens zônés et calcschistes (Malm ?, 10 m). Au contact avec les radiolarites, les marbres sont très siliceux et rappellent, par ce caractère, les bancs de calcaires roux de la Formation de la Replatte. Localement, le contact montre une alternance de niveaux carbonatés très siliceux pluricentimétriques et de quartzites centimétriques. Les calcaires ne présentent jamais la patine claire caractéristique de la série de Chabrière. Ils sont toujours gréseux et roux, comme ceux qui forment le passage marbres du Malm - Formation de la Replatte, au Pic du Pelvat.

(c) Formation de la Replatte (Crétacé inf ?). Son faciès est très caractéristique. Localement, elle passe, vers le haut à des calcschistes roux où les bancs carbonatés ne sont pas individualisés. Par places, on peut noter des niveaux décimétriques de calcschistes chloriteux, témoins vraisemblables d'un détritisme ophiolitique.

(d) schistes noirs et bancs gréseux bruns comparables à la Formation de Roche Noire. On peut observer une certaine augmentation de la proportion de silice dans les bancs carbonatés roux, au sommet de la Formation de la Replatte. Le passage progressif du terme (c) au terme (d) est donc vraisemblablement stratigraphique.

Cette coupe montre les caractères suivants:

* Un passage progressif se fait entre les prasinites foliées et les jaspes très pollués par un fin détritisme ophiolitique.

* Le passage très progressif des jaspes (a) aux calcaires (b), confirme le caractère stratigraphique de ce contact.

* Les calcaires marmoréens sont très siliceux ce qui semble indiquer une érosion importante des termes siliceux (peut-être les jaspes radiolaritiques ?).

* Elle tend à confirmer le caractère stratigraphique du contact entre la Formation de la Replatte et la Formation de Roche Noire.

Cette coupe montre donc une succession supraophiolitique complète, très semblable à celle de la série de Chabrière.

4.2 - Affleurements du Vallon de Rubren

Au centre du Vallon de Rubren (PC 2803, PC 2855), affleure une bande subméridienne de brèche ophiolitique polygénique, assez facilement repérable (figs. II-34 et II-36).

Cette brèche ophiolitique polygénique montre une très forte proportion de serpentinite. La "matrice" ophicalcitique dominante (type OC2) contient des blocs métriques à décamétriques de serpentinites (σ) à filonnets de calcite (type OC1), des boules métriques de ferro-gabbros (θ) à parois métasomatisées, et des blocs plurimétriques de prasinites (ϵ).

Au contact de ce complexe détritique ophiolitique, la succession visible est différente selon que l'on poursuit la coupe vers l'Ouest ou vers l'Est.

En effet, la bande détritique cartographique forme le cœur d'une synforme probable, dont les flancs montrent la succession supraophiolitique.

(A) vers l'Ouest :

(a) calcaires marmoréens à patine jaune (5 à 10 m). A leur base, ces calcaires sont zônés sur quelques décimètres.

(b) calcschistes gréseux (10 à 20 m).

(c) schistes noirs à niveaux siliceux (peut-être équivalents de la Formation de Roche Noire). Le passage entre les termes (b) et (c) est peu visible dans le vallon.

(B) vers l'Est :

(a') calcschistes chloriteux (30 m max.). Ils sont lenticulaires à l'affleurement. Il semble qu'ils correspondent à un terme carbonaté à détritisme ophiolitique.

(b') jaspes radiolaritiques (15 à 20 m). Ils sont semblables à ceux décrits au PC 3027 (par. 4.1).

Sur certains affleurements, ils contiennent des graviers centimétriques de carbonates roux (vraisemblablement ankéritiques).

une sédimentation détritique carbonatée semble donc se superposer au dépôt des radiolarites.

(c') calcaires marmoréens à patine claire (Malm ?, 10 m). Leur base stratigraphique est polluée par de fines passées détritiques chloriteuses.

(d') calcschistes gréseux roux à niveaux chloriteux et ankéritiques.

Cette description montre :

- que la succession est différente de part et d'autre de l'axe de la structure principale. Les radiolarites sont inexistantes à l'Ouest, ce qui confirme leur aspect lenticulaire.

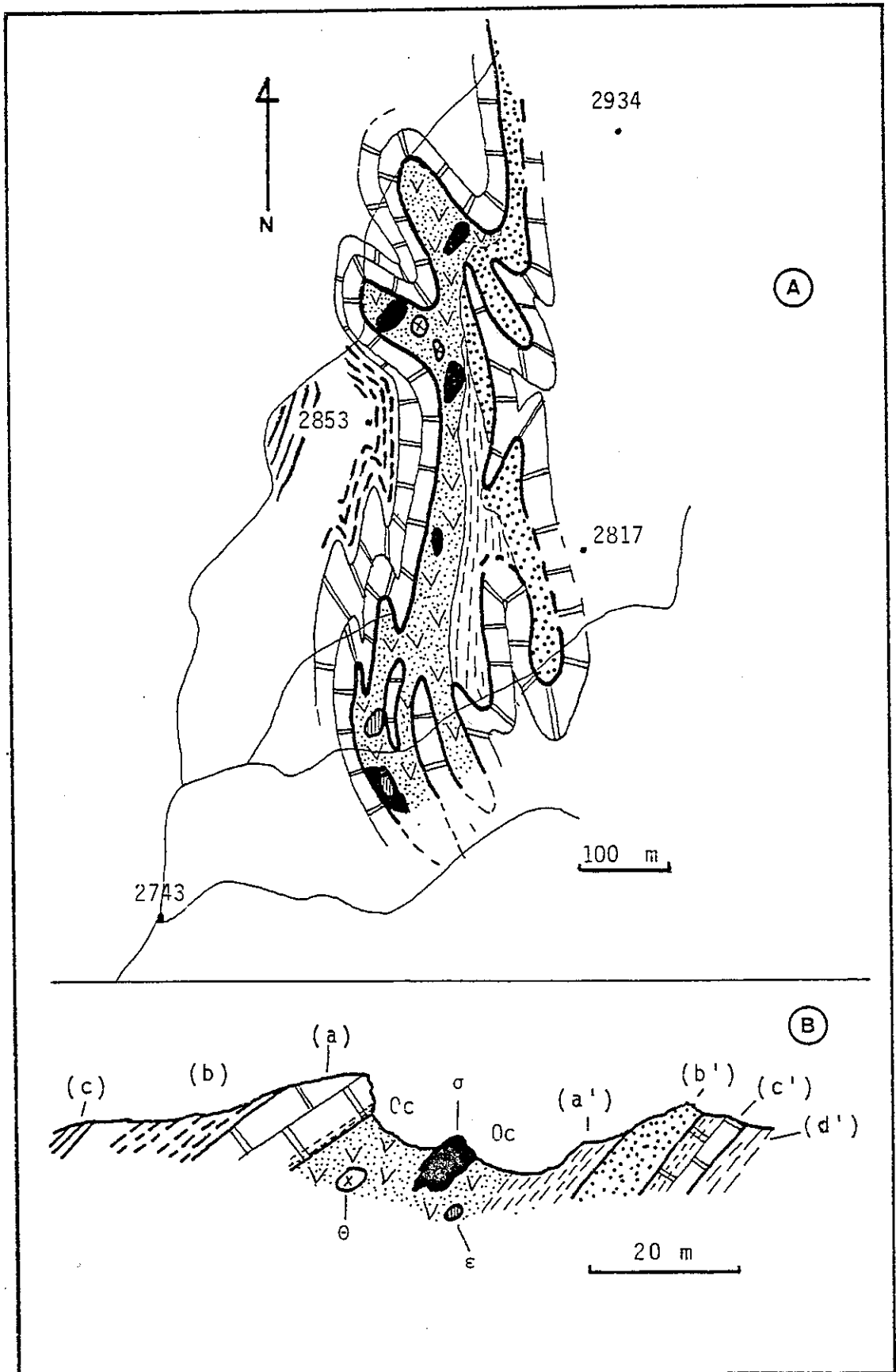


Figure II-36 : Affleurements du Vallon de Rubren
 A : Carte schématique des formations
 B : Coupe schématique synthétique (Légende : par. 42)

- que la Formation de la Replatte, visible au Nord, au contact avec les calcaires clairs (par. 4.1), est remplacée par une formation de calcschistes roux dont le faciès rappelle celui des calcschistes observés à la limite entre la Formation de la Replatte et la Formation de Malacoste, sur la coupe du pointement 2660 (par. 3.3).

La Formation de la Replatte, intercalée entre les calcaires marmoréens et la Formation de Roche Noire, semble donc passer latéralement, ici, à des calcschistes siliceux.

Ces calcschistes siliceux pourraient être issus du remaniement sédimentaire de la Formation de la Replatte, avant sa diagénisation (voir chap. III).

4.3 - Coupes des crêtes de Mongioia

La coupe des crêtes de Mongioia (fig.II-37) recoupe la majeure partie des bandes parallèles que la cartographie de détail a pu mettre en évidence dans le Vallon de Rubren (fig.II-34). Elle montre plusieurs synformes dans lesquelles la succession est toujours du même type :

- un coeur de prasinites foliées ou non (E) ou de jaspes radiolaritiques (Ra), associés à des ophicalcites ou des talcschistes (Ts)

- des calcaires marmoréens clairs (a) plus ou moins zônés

- la Formation de la Replatte (b)

ou des calcschistes roux (b'), souvent intercalés de niveaux décimétriques chloriteux ou ankéritiques (pollution détritique ophiolitique)

- des calcschistes gréseux roux (c) attribuables à la Formation de Malacoste, surmontent la Formation de la Replatte lorsqu'elle existe.

Cette coupe confirme les caractères entrevus précédemment (par. 4.1 et 4.2) :

- * La Formation de la Replatte passe latéralement à des calcschistes gréseux.

- * Des termes détritiques ophiolitiques épais sont surmontés par une succession sédimentaire localement polluée par un détritisme ophiolitique.

- * La série, dans ce complexe, est entièrement décollée de son soubassement ophiolitique, à la faveur d'un puissant terme déritique essentiellement ophicalcitique.

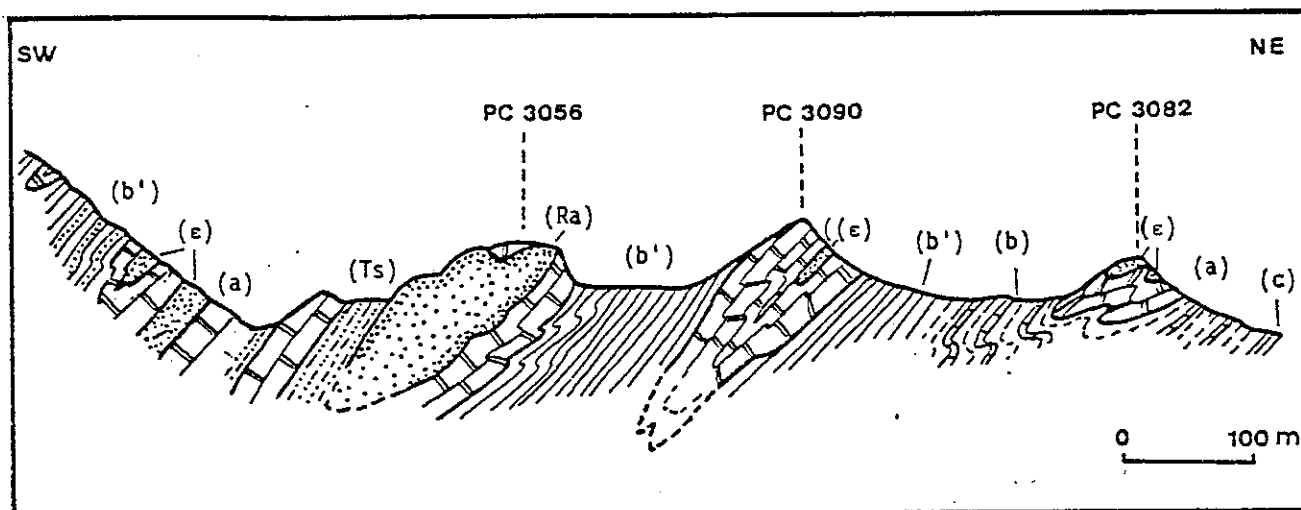


Figure II-37 : Coupe schématique des arêtes de Mongioia
(Légende: voir texte par. 4.3)

4.4 - Discussion - Interprétations (fig.II-38)

Le faciès des calcaires marmoréens qui sont le lien entre les coupes, et leur association avec les jaspes radiolaritiques ou la Formation de la Replatte, permettent de les attribuer selon toute vraisemblance, au Malm.

Les jaspes radiolaritiques peuvent être attribués à l'Oxfordien -Kimméridgien, par comparaison avec ceux qui ont été datés au Nord (DE WEVER & CABY, 1981), et au Sud (SHAAF & al., 1985).

De part et d'autre de cette association de deux termes sédimentaires pélagiques d'âge Jurassique supérieur, dont on connaît la polarité (les marbres surmontent les jaspes), on observe :

- à la base stratigraphique : des niveaux détritiques ophiolitiques variés (prasinites, ophicalcites, brèche polygénique, olistolites de gabbros, ou de serpentinites, ...);

- au dessus :

- * localement, la Formation de la Replatte sous son faciès habituel, localement surmontées par des alternances attribuables à la Formation de Roche Noire;

- * ailleurs, des calcschistes gréseux roux qui pourraient représenter, comme dans d'autres unités, un équivalent latéral de la Formation de la Replatte. Ces calcschistes sont caractéristiques de la Formation des Toillies (voir par.6.4).

Des niveaux détritiques ophiolitiques apparaissent à différents niveaux de cette succession. Ceci confirme l'érosion de termes ophiolitiques qui a eu lieu au Jurassique sup. et au Crétacé.

La succession qui caractérise le Complexe de Cornascle possède des caractères qui la rapprochent de la série de Chabrière. Ici, le cortège ophiolitique est absent. Par contre, les termes détritiques infraradiolaritiques sont abondants.

L'étude de ce complexe démontre que l'on peut décrire des séries comparables à la série de Chabrière, entièrement décollées de leur substratum ophiolitique à la faveur de niveaux détritiques essentiellement ophicalcitiques.

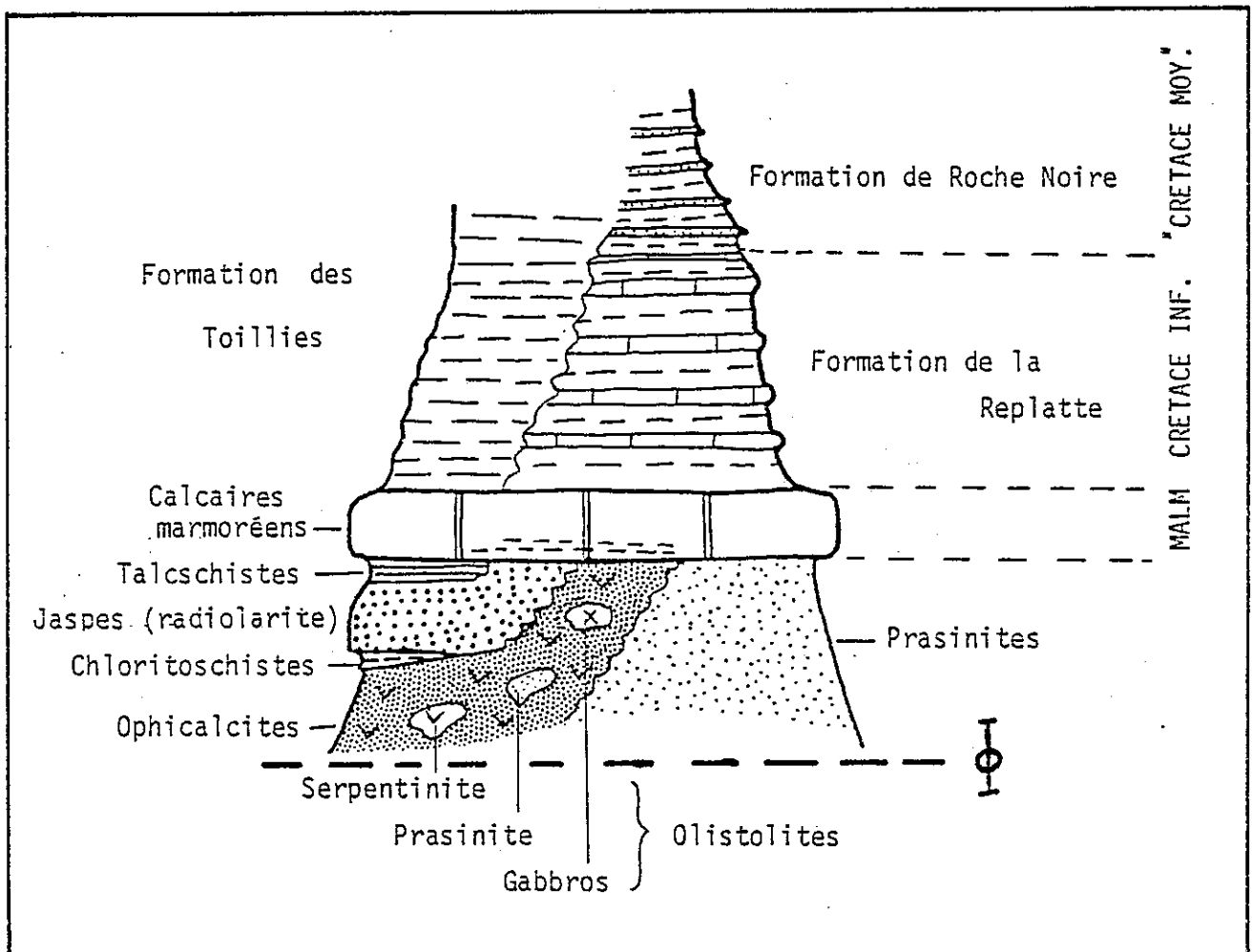


Figure II-38 : Colonne synthétique de la succession du Complexe de Cornascle

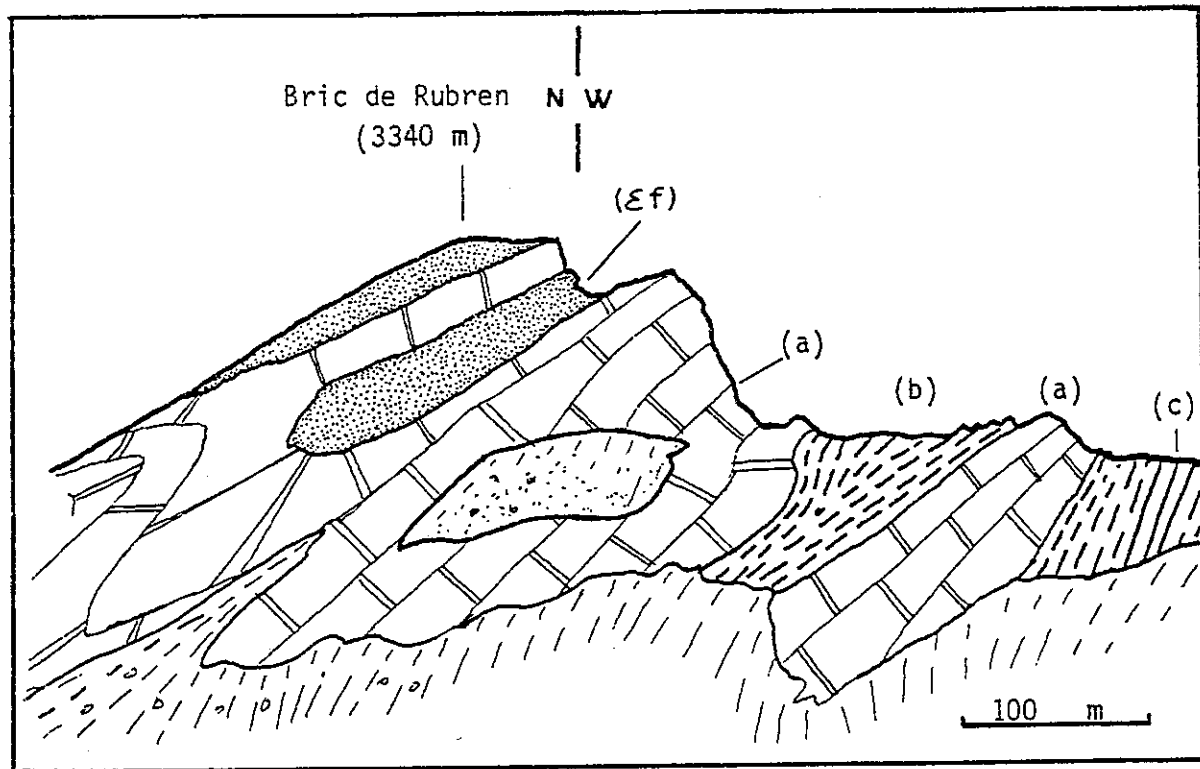


Figure II-39 : Coupe de l'arête orientale du Brec de Rubren
(d'après photographie)

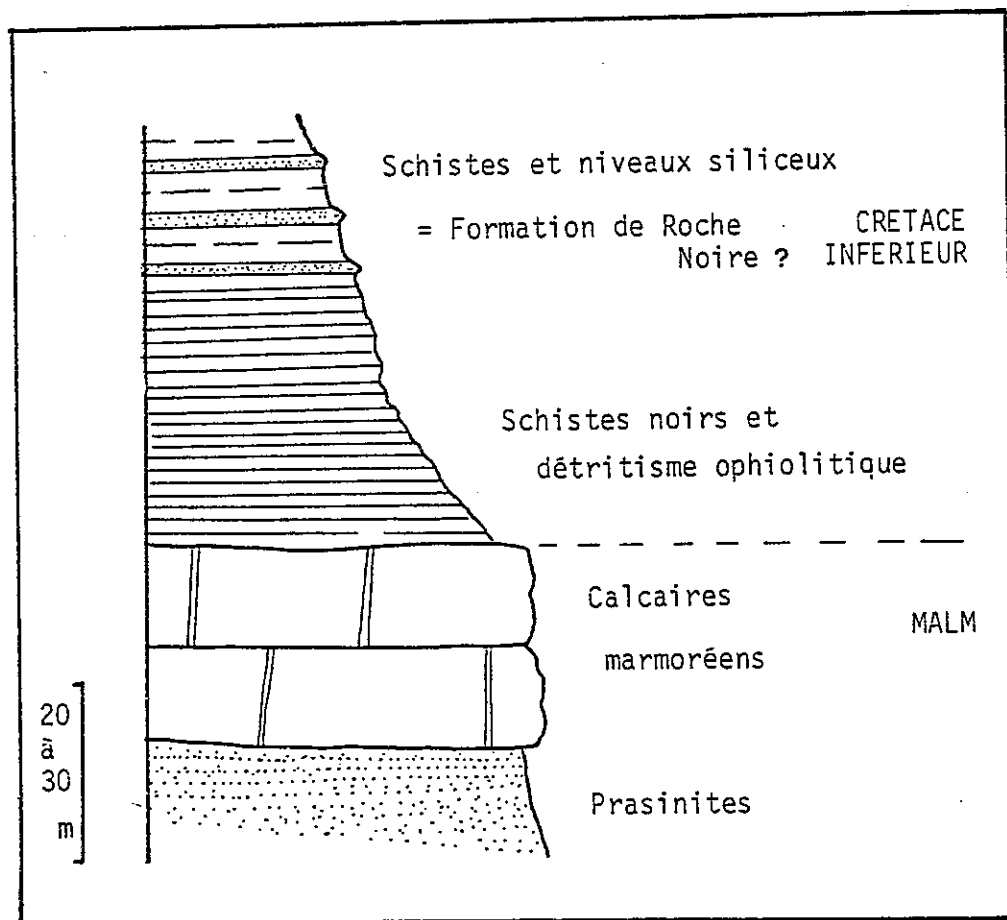


Figure II-40 : La série de Rubren
Colonne stratigraphique synthétique

5 - Le complexe de Rubren

Ce complexe forme les deux importants sommets du Bric de Rubren (3340 m) et du Mont de Salsa. Il est au contact avec l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva (LEFEVRE, 1982), qu'il chevauche vers l'Est. Limité au NE par cette même unité briançonnaise, il se développe largement vers le Sud, dans le Haut Vallon de la Varaita di Rai (Fig.II-34).

Sa caractéristique principale est d'être armé d'une importante masse de calcaires marmoréens.

Nous décrirons la succession caractéristique de ce complexe, sur l'arête est du Bric de Rubren.

5.1 - Coupe de l'arête est du Bric de Rubren (Fig.II-39)

Le sommet du Bric de Rubren est constitué de prasinites foliées. Le contact avec les sédiments qui les surmontent stratigraphiquement est polyplissé. A l'Est du sommet, la succession sédimentaire est conservée en série renversée.

Stratigraphiquement, donc du haut vers le bas, on observe, depuis le sommet :

(Σ) prasinites foliées

(a) calcaires marmoréens (Malm probable) à patine jaune, très semblables à ceux de la coupe du Pic du Pelvat (par 21). Leur épaisseur très importante, est en partie due aux multiples replis dont ils sont affectés.

(b) schistes noirs à patine rouille. Cette formation est composée de schistes noirs totalement décarbonatés, siliceux (la silice remobilisée forme de nombreux filonnets). Leur teinte rouille à verdâtre semble due à une composante d'oxydes et de chlorite non négligeable (détritisme ophiolitique probable).

Dans cette formation apparaissent des passées de 5 à 10 mètres où les schistes noirs alternent avec des niveaux siliceux pluricentimétriques.

Ces passées pourraient représenter un équivalent de la Formation de Roche Noire, redoublé tectoniquement. Les schistes noirs à patine rouille seraient alors le terme inférieur, équivalent de la Formation de la Replatte.

5.2 - Conclusions - La série de Rubren (Fig.II-40)

Cette succession montre de grandes différences avec la série de Chabrière :

* Le cortège ophiolitique du soubassement de la série n'existe pas. Il est seulement suggéré par un épais niveau détritico ophiolitique (prasinites). Cette épaisseur importante suppose que le domaine considéré représentait vraisemblablement un domaine où affluaient des débris ophiolitiques fins.

* Le terme radiolaritique n'existe pas (non dépôt ou érosion ?)

* Les calcaires clairs (Malm ?) sont très peu pollués par le détritisme ophiolitique.

* Le terme qui surmonte directement les calcaires marmoréens, entièrement schisteux et décarbonaté occupe la position stratigraphique de la Formation de la Replatte (Crétacé inférieur). Les schistes noirs à patine rousse se sont vraisemblablement déposés dans un domaine où les carbonates ne se sédimentaient pas au Crétacé inférieur. Les venues de turbidites calcaires (bancs de calcaire siliceux de la Formation de la Replatte) ne devaient pas arriver dans ce domaine situé sous la CCD.

Localement, les calcaires marmoréens semblent surmontés par une formation de calcschistes siliceux (le contact stratigraphique entre ces deux termes n'est pas certain).

* La formation supérieure (?) de cette succession semble attribuable à la Formation de Roche Noire. Son faciès est un peu différent de celui de la coupe type (TRICART, 1973b).

Nous nommerons cette série particulière qui s'étend sur l'ensemble du Complexe de Rubren, série de Rubren (Fig.II-40).

Elle comporte donc, de la base au sommet :

- prasinites
- calcaires marmoréens (Malm ?)
- schistes noirs à patine rouille (Crétacé inférieur ?)
- schistes noirs à niveaux siliceux (= Formation de Roche Noire, Crétacé "moyen" ?).

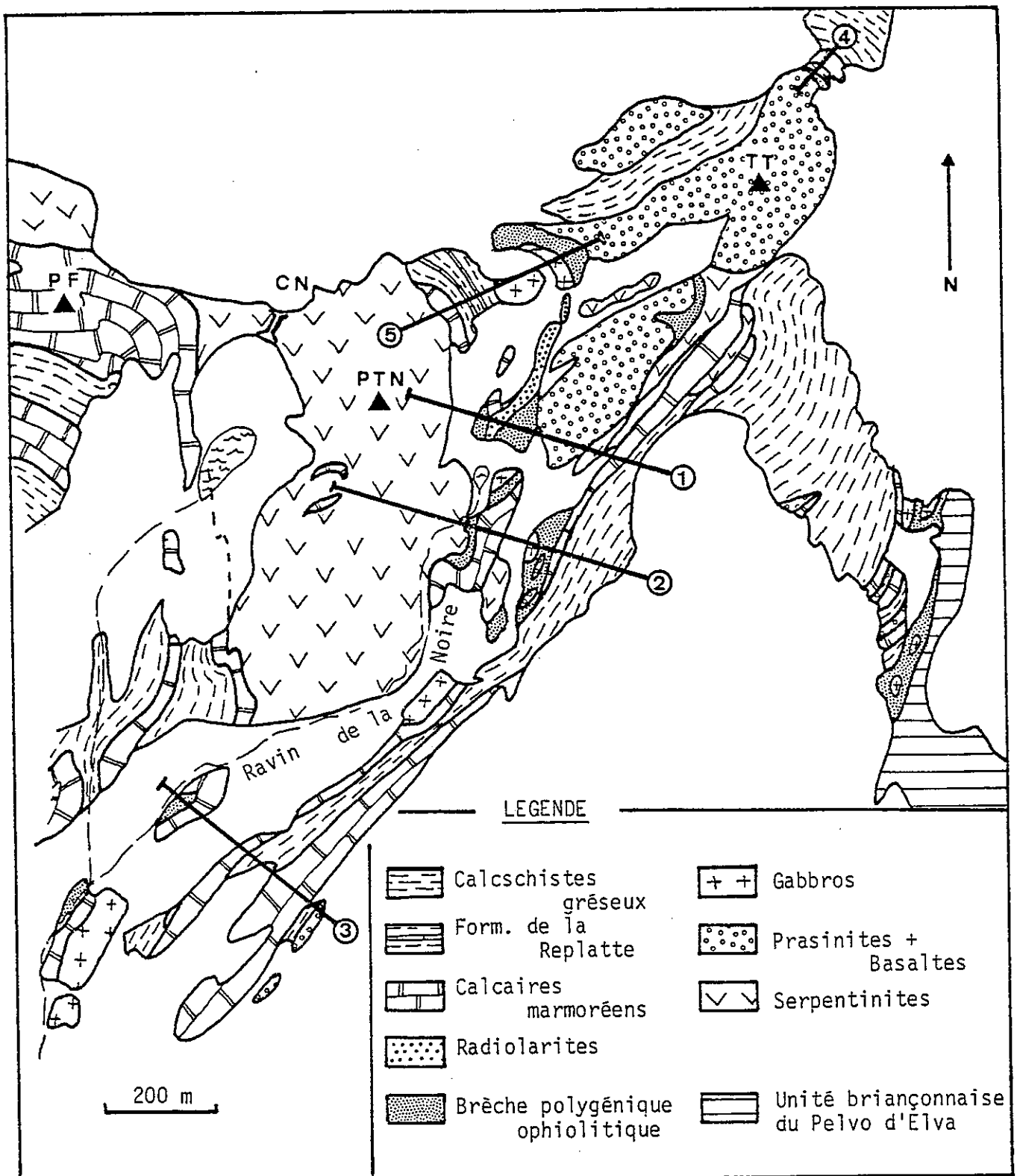


Figure II-41 : Carte géologique du Complexe de la Tête des Toillies
 (CN : Col de la Noire; PF : Pic de la Farnéiréta;
 PTN : Petite Tête Noire; TT : Tête des Toillies)

6 - Le Complexe de la Tête des Toillies

Il affleure sur les crêtes reliant le Pic de la Farneireta, la Petite Tête Noire, et la Tête des Toillies. Il se prolonge, vers le Sud, en direction du Vallon du Longet, dans le Béal du Jas du Col.

Sa structure complexe, consiste en un faisceau de plis couchés vers l'Est (voir chap. V).

Le socle ophiolitique qui apparaît au coeur de cette structure est de nature variable, tandis que la succession sédimentaire qui le surmonte et qui débute par un important niveau détritique, est relativement constante.

Comme dans les autres complexes, nous décrirons la succession stratigraphiquement, du bas vers le haut, en tentant d'annuler autant que possible les effets de la tectonique alpine. Vu la constance de la série sédimentaire qui ceinture le massif, nous décrirons la succession du Complexe de la Tête des Toillies, à l'aide des caractères observés sur l'ensemble des coupes levées. Ceci nous permettra une reconstitution paléogéographique schématique de ce massif.

6.1 - Le soubassement ophiolitique

Deux masses importantes s'individualisent (fig.II-41) :

- à l'Ouest, les serpentinites de la Petite Tête Noire
- à l'Est, les metabasites (coussins, brèches ou prasinites foliées) de la Tête des Toillies.

Ces deux masses affectées par les plissements alpins sont séparées par une bande plurihectométrique d'ophicalcites qui affleure dans le Ravin de la Noire.

Ce complexe ophiolitique est uniformément surmonté par les sédiments qui scellent localement les contacts entre ces différents termes.

a - les serpentinites présentent généralement une patine d'altération brun-roux. Ces péridotites entièrement serpentinisées sont composées de lherzolites, de harzburgites et de passées dunitiques (AYOUB, 1984). Elles sont recoupées par des filons pyroxénolitiques attribués à une fusion partielle lors de la remontée des péridotites sous une croûte continentale peu épaisse (SABY, 1986).

Près du contact avec les sédiments, apparaissent des filonnets de calcite (ophicalcites de type OC1, voir par.3.1) sur une épaisseur de 0,5 à 10 mètres.

b - les basaltes sont soit en coussins (Sud du sommet de la Tête des Toillies), soit bréchiques (brèches d'éclatement).

Ils sont associés à une importante masse de prasinites foliée à glaucophane et pistachite (AYOUB, 1984).

Le contact de ces ophiolites, relique du paléosocle océanique, avec les sédiments pélagiques se fait toujours par l'intermédiaire d'un niveau détritique polygénique essentiellement serpentineux.

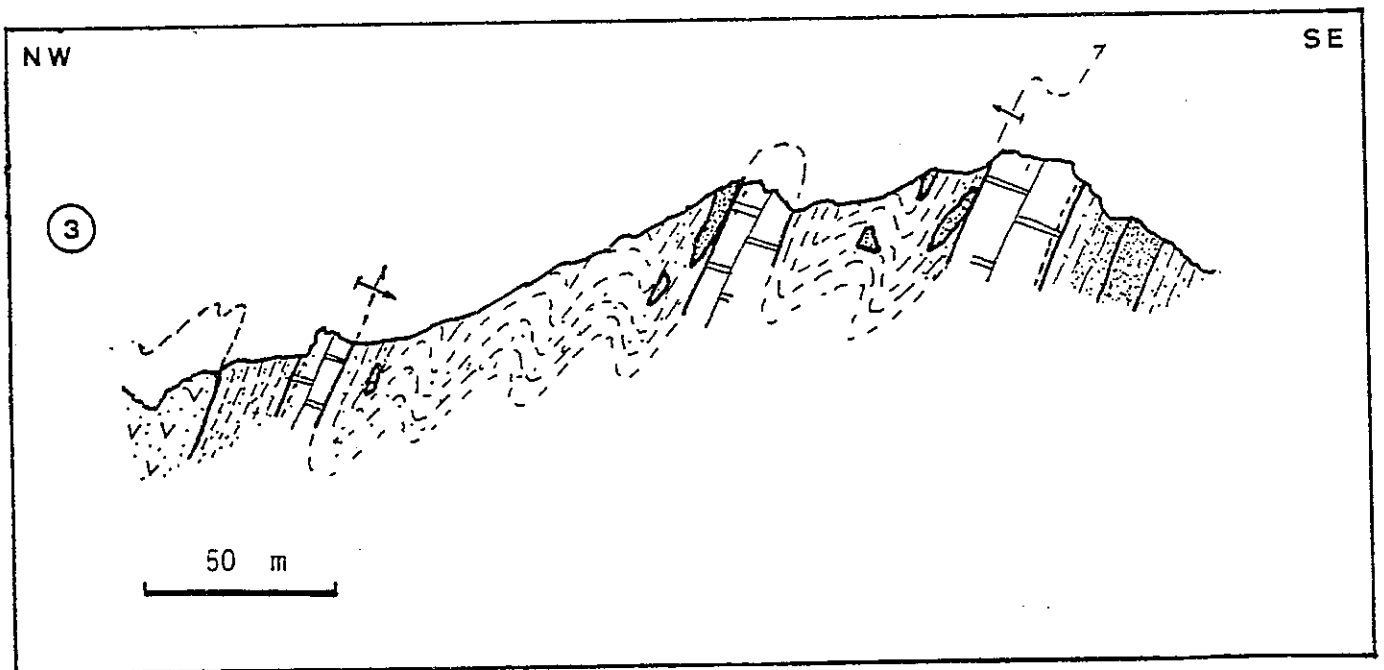
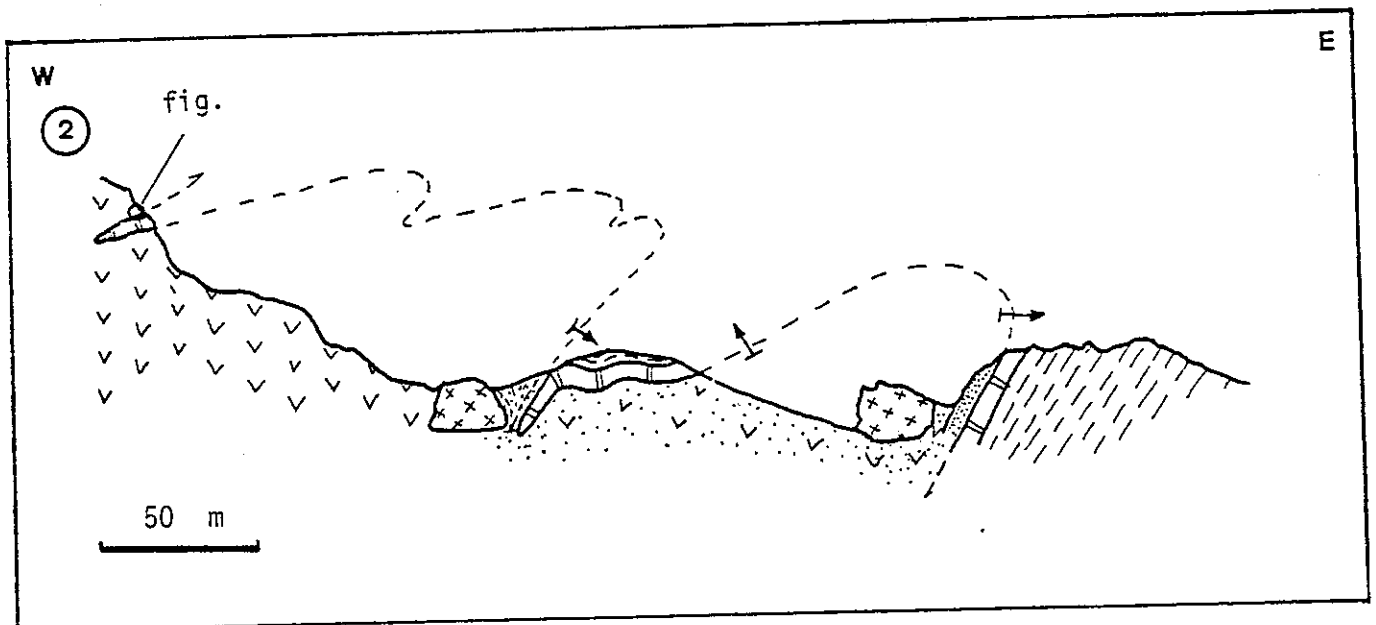
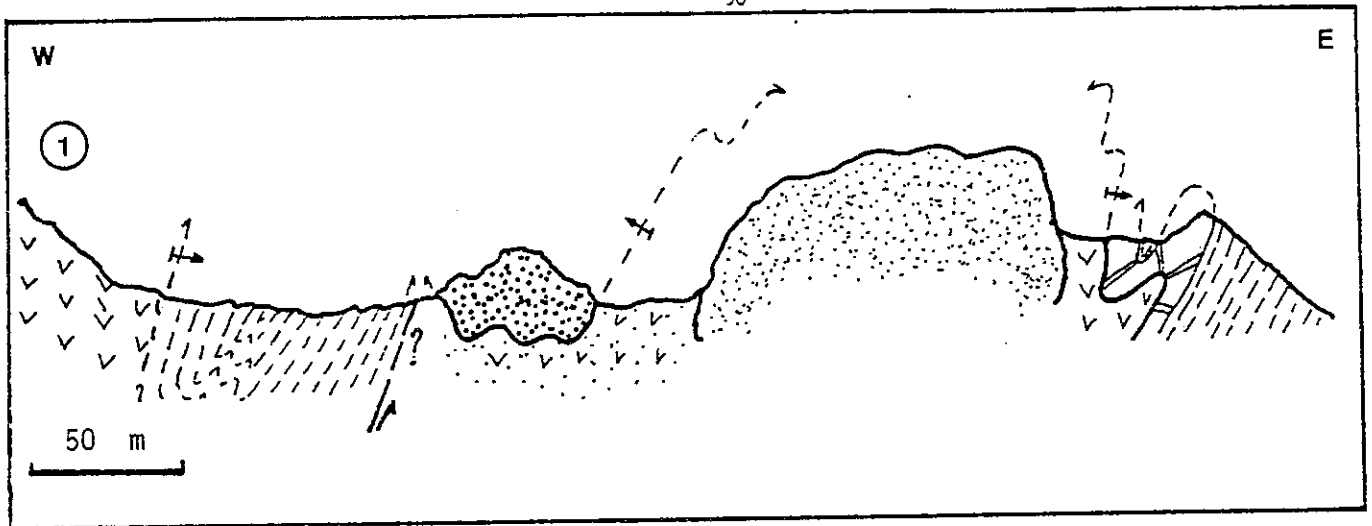


Figure II-42 : Coupes dans le Complexe de la Tête des Toillies.
Légende : voir fig. II-43; localisation, fig. II-41

6.2 - Complexe détritique polygénique du Ravin de la Noire

Ce complexe se développe largement dans le Ravin de la Noire, où il atteint une épaisseur de 30 à 50 m. On observe son prolongement sur tout le massif, à l'interface ophiolites-sédiments où son épaisseur peut être réduite à quelques centimètres.

Il est composé d'une "matrice" essentiellement ophicalcitique (ophicalcites de type OC2). Des blocs, des graviers, des sables serpentiniteux flottent dans une matrice carbonatée.

Au contact avec les serpentinites de la Petite Tête Noire, l'épaisseur des ophicalcites est localement très faible. On assiste alors à un passage graduel des serpentinites à veines carbonatées (OC1), aux calcaires marmoréens clairs, sur une épaisseur de quelques centimètres (fig.II-44). Ce passage progressif indique que le contact ophiolites-sédiments n'a pas été le siège d'un découplage important.

Dans le Ravin de la Noire, la brèche polygénique ophiolitique contient :

- des olistolites de gabbros. Ils sont arrondis, métriques à hectométriques et forment un chapelet de blocs entre les deux masses ophiolitiques principales. Ils sont souvent situés à proximité du contact avec les sédiments pélagiques sus-jacents.

- des olistolites de prasinites vert-jaunâtres. La roche a le même aspect que les prasinites de la Tête des Toillies dont elle pourrait être issue. Ces olistolites sont, eux aussi, visibles au contact avec les calcaires marmoréens.

En outre, cette brèche polygénique montre des passées de chloritoschistes, généralement au contact avec les sédiments (métaradiolarites et calcaires marmoréens)

Enfin, on constate que les ophicalcites qui coiffent les prasinites et les basaltes de la Tête des Toillies sont toujours surmontés par des éléments de serpentinites (Fig.II-43, (4)).

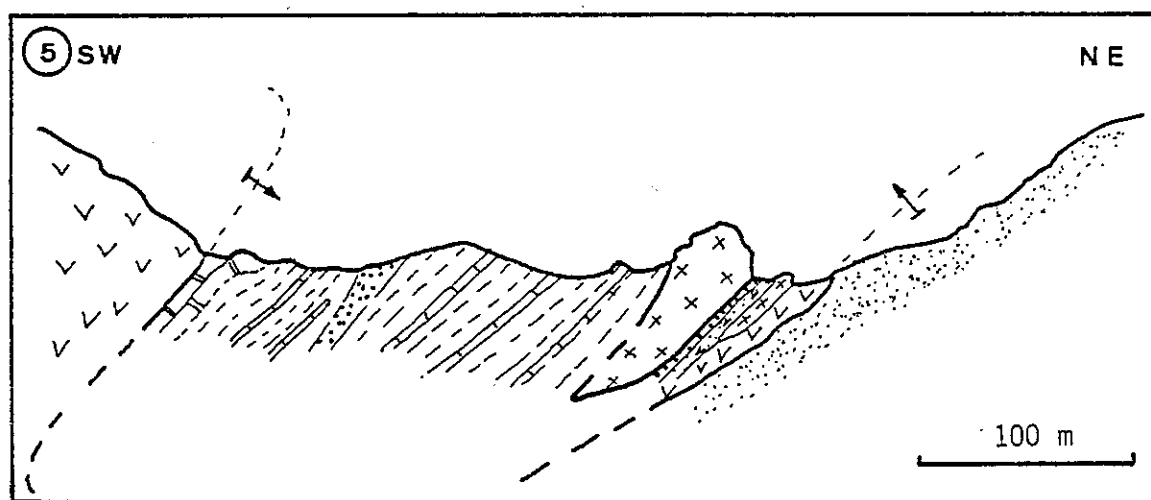
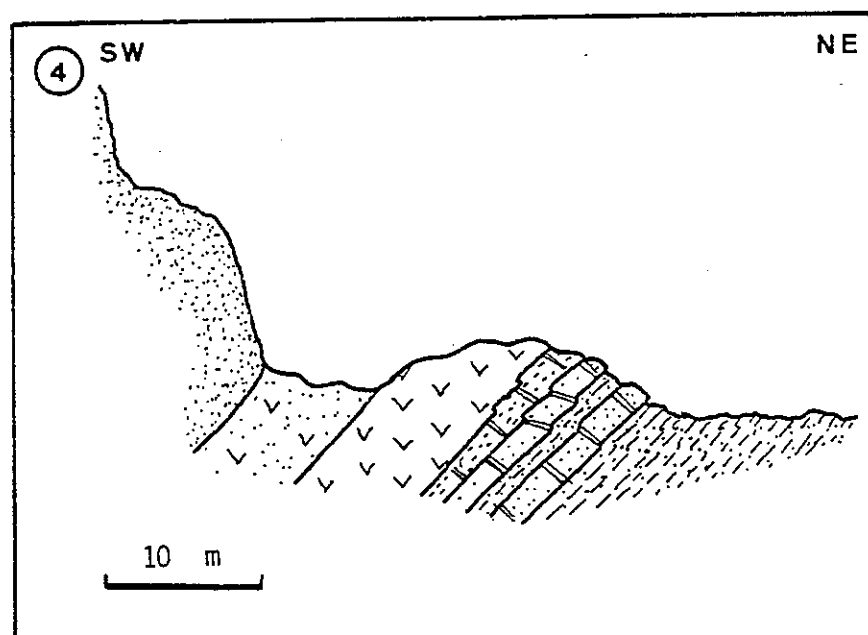
Ces serpentinites représentent, soit un chapelet d'olistolites, soit des lentilles de serpentinites reconstituées (remaniées et sans matrice carbonatée). Ces éléments sont toujours en contact stratigraphique avec les calcaires marmoréens très pollués par un détritisme chloriteux (basique et/ou ultrabasique).

6.3 - Les sédiments pélagiques

a - Les métaradiolarites (5a)

On les observe à la faveur d'un chapelet d'affleurements, disposés dans l'allongement du Ravin de la Noire. Elles reposent, soit sur des chloritoschistes, soit sur les gabbros du complexe détritique (fig.II-43, (5)).

Ce sont des quartzites rubannés à alternances centimétriques de lits siliceux clairs et de lits lie-de-vin. On observe des gerbes de lawsonites dans les lits sombres. Ces quartzites sont riches en hématite.



LEGENDE DES COUPES 1 à 5









	Calcschistes et détritisme ophiolitique fin		Ophicalcites
	Calcschistes gréseux		Gabbros
	Formation de la Replatte		Prasinites et basaltes
	Calcaires marmoréens /zôné		Serpentinites

Figure II-43 : Coupes dans le Complexe de la Tête des Toillies et légende des coupes. Localisation, fig. II-41.

Ailleurs, les jaspes n'existent pas entre la brèche polygénique et les calcaires marmoréens.

b - Les calcaires marmoréens clairs (Malm probable, 5 à 25 m)

Ils reposent sur les ophicalcites. Les premiers décimètres sont toujours pollués par un détritisme ophiolitique. On observe, localement une importante proportion de sables ultrabasiques (fig.II-43, (4)). Ces calcaires sont fréquemment zônés sur toute leur épaisseur.

c - Les calcschistes (plus de 150 m)

Ils surmontent les calcaires clairs. Ils sont souvent gréseux et contiennent une forte proportion de chlorite. Ainsi, on note localement, des passées de chloritoschistes ou de prasinites métriques. De nombreux éléments centimétriques à décimétriques de matériel prasinitique et des blocs ankéritiques confirment la présence d'un détritisme ophiolitique qui pollue ce terme (fig.II -42, (3)).

Ces calcschistes représenteraient un équivalent latéral de la Formation de la Replatte (Crétacé inférieur probable). En effet, très localement, les sédiments qui surmontent les calcaires marmoréens ont un faciès de type Formation de la Replatte (NE de la Petite Tête Noire).

De plus, le sommet stratigraphique des calcschistes pourrait représenter la Formation de Malacoste (Crétacé "moyen-supérieur" ?).

6.4 - Discussion - Conclusion

a - Une série caractéristique

La succession du Complexe de la Tête des Toillies, qui débute par un substratum ophiolitique varié et qui présente une série supraophiolitique complète (Radiolarites, Calcaires du Malm, Calcschistes du Crétacé (?)), offre des similitudes avec la série de Chabrière. Seule, ici, la Formation de la Replatte n'existe généralement pas sous son faciès décrit au Pic du Pelvat (LEMOINE & al., 1970; voir aussi par. 2.1); les calcschistes gréseux du Complexe de la Tête des Toillies en seraient un équivalent latéral.

Nous nommerons cette formation de calcschistes qui, de toute évidence, remplace la Formation de la Replatte, sur cette coupe: Formation des Toillies (Crétacé inférieur probable).

Dans cette succession, l'importance du terme détritique, comme le faciès des calcschistes gréseux fortement pollués par des éléments ophiolitiques, rappelle la série du Complexe de Cornascle (fig.II-39). De plus, sa position structurale, entre l'Unité de la Cula et l'Unité du Pelvo d'Elva, semble indiquer que le Complexe de la Tête des Toillies est le prolongement septentrional de celui de Cornascle (par. 4). Un hiatus tectonique existe dans le vallon du Longet où de nombreux accidents tardifs affectent l'ensemble des structures (voir Chapitre V).

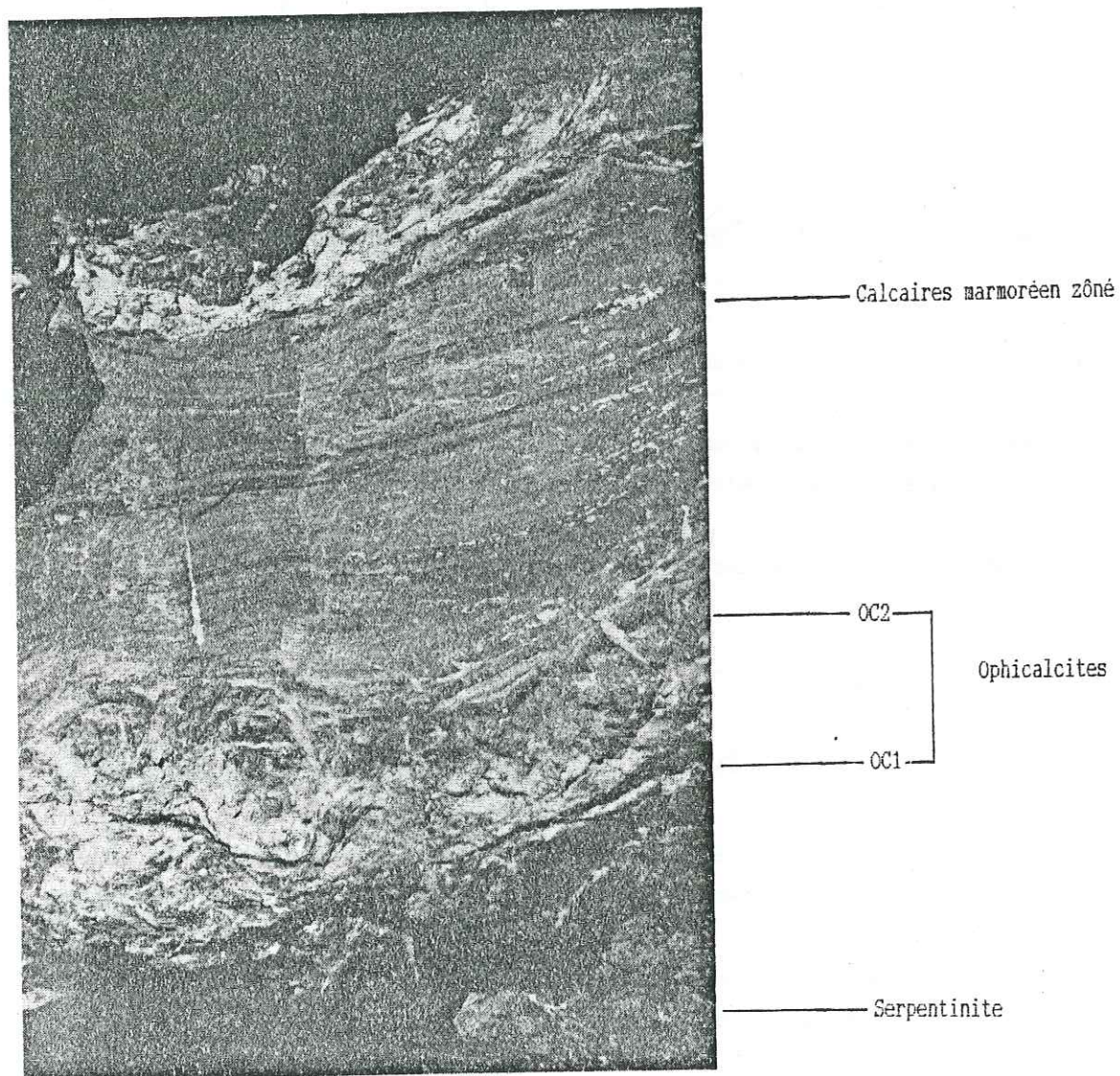


Figure II-44 : Cliché montrant un affleurement d'ophicalcites.
Passage stratigraphique rapide entre les serpentinites massives et
les marbres plus ou moins pollués par un détritisme ultrabasique fin.

b - Un Complexe propice aux reconstitutions paléogéographiques

Excepté la présence de failles inverses mineures à pendage Ouest, dues à la phase de rétrodéversement généralisé (Phase 4) (figs. II-42, (1) et II-43, (5)), le Complexe de la Tête des Toillies est propice aux reconstitutions paléogéographiques.

En effet, à part une légère disharmonie entre les calcaires marmoréens et les ophiolites sous-jacentes, vraisemblablement favorisée par l'existence du Complexe détritique polygénique, le contact ophiolites-sédiments semble préservé de la tectonique alpine (pas de découplages majeurs). La structure principale peut être aisément "gommée", pour obtenir les reconstitutions schématiques de la figure II-45.

Elles montrent un domaine à "socle océanique" de nature variée (serpentinites, basaltes et prasinites).

* La "gouttière" située entre les deux blocs océaniques principaux, reçoit la majorité des sédiments détritiques basiques et ultrabasiques.

* Le complexe détritique polygénique surmonte les prasinites et les basaltes. La mise en place de ces ophiolites semble donc antérieure à cet épisode détritique.

* Le massif de serpentinites n'est pas coiffé par le terme détritique polygénique, sauf à sa retombée au contact de la "gouttière". Il a donc dû fonctionner comme un point haut qui s'érodait dans la "gouttière".

* L'épisode détritique polygénique montre plusieurs caractères:

- il correspond à l'érosion d'un escarpement de péridotites serpentinisées alors surélevé (peut-être celui de la Petite Tête Noire)

- il contient une importante proportion de carbonates et correspondrait à l'épisode opicalcitique (TRICART & LEMOINE, 1983). L'origine de ces carbonates ante-radiolaritiques est discuté (voir par. 3.4, b).

- il se termine brutalement par un épisode détritique paroxysmal pendant lequel des olistolites de serpentinites, de gabbros et de prasinites s'écroulent sur tout le domaine, mais préférentiellement dans la "gouttière". Seul, le bloc de la Petite Tête Noire semble avoir toujours été un point haut et avoir pu alimenter le détritisme chaotique serpentineux. Ce paroxysme détritique correspond vraisemblablement à un paroxysme tectonique qui surélève fortement certains "blocs du soubassement océanique".

* Les jaspes radiolaritiques se sédimentent, eux aussi dans l'axe de la "gouttière", preuve que ce point bas a existé pendant une longue période. Les jaspes coiffent l'important complexe détritique polygénique à matrice carbonatée; ceci confirme que des carbonates ont pu se sédimenter avant le dépôt des jaspes (cf par. 3.1, b). Le faciès des jaspes confirme l'arrêt de la sédimentation détritique chaotique. En effet, ils ne contiennent pas de débris ophiolitiques grossiers.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

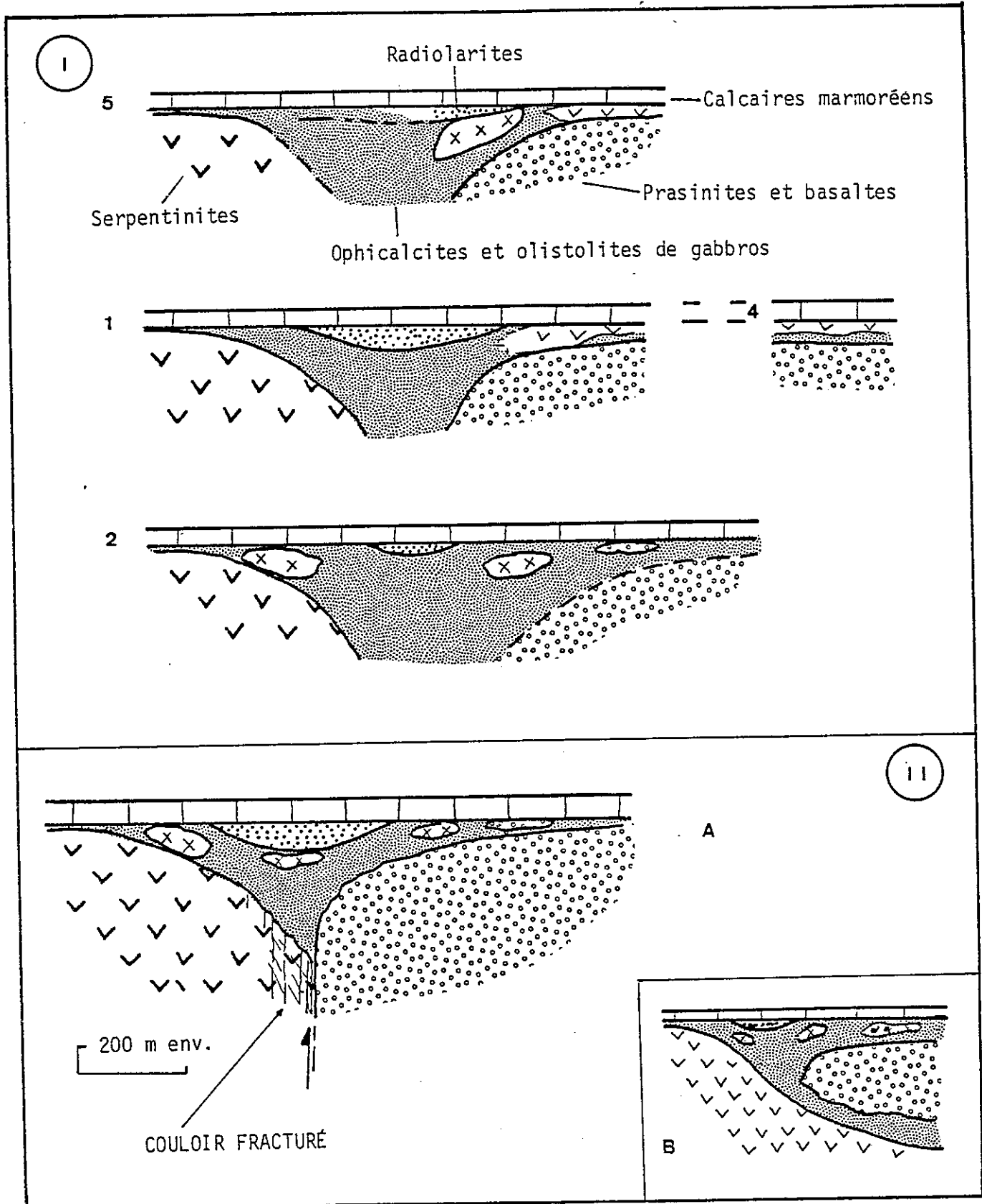


Figure II-45 : Paléogéographie du Complexe de la Tête des Toillies

I : Reconstitution schématique d'après les coupes 1, 2, 4 et 5, après mise à l'horizontale des calcaires marmoréens

II: Coupe synthétique du domaine de la Tête des Toillies

A : hypothèse d'un assemblage de blocs séparés par une faille

B : hypothèse d'un mégaolistolite de prasinites et de basaltes

* Le dépôt des calcaires marmoréens (Malm) semble cacheter l'ensemble du massif. Un détritisme ophiolitique fin vient se surimposer à cette sédimentation pélagique. Il indique la fin de l'épisode détritique chaotique.

* L'érosion de matériaux basiques et ultrabasiques se poursuit au Crétacé (?), dans les calcschistes gréseux.

Tentative de reconstitution de l'évolution du Complexe

Après la mise en place de matériaux basiques (basaltes et prasinites), des serpentinites sont portées à l'érosion. Une "gouttière", qui correspond, soit à un paléo-chenal, soit à une dépression, est comblée progressivement par des éléments détritiques serpentineux fins, et des carbonates (hydrothermaux ?). Des massifs basiques et ultrabasiques sont brutalement érodés et des olistolites se sédimentent dans la "gouttière", et sur les prasinites. La "gouttière" est enfin comblée par des jaspes radiolaritiques. Ce caractère pourrait être un argument supplémentaire en faveur d'une resédimentation des radiolarites dans des dépressions, et qui expliquerait la disposition lenticulaire des radiolarites dans les massifs de Haute Ubaye.

La "gouttière" semble comblée dès ce moment car les calcaires marmoréens ne sont pas plus pollués par le détritisme ophiolitique, au niveau de la "gouttière", qu'ailleurs.

Enfin, le détritisme basique et ultrabasique reprend au Crétacé inférieur et perturbe légèrement la sédimentation pélagique calcaréo-argileuse (Formation des Toillies).

Hypothèse sur l'origine de la gouttière du Vallon de la Noire

La "gouttière" se situe à l'interface entre deux masses ophiolitiques, dont l'une (les serpentinites) semble être un point haut pendant tout l'épisode détritique. L'hypothèse la plus plausible semble être celle d'une remontée des serpentinites dans un complexe basique (basaltes, gabbros?). Cette remontée se ferait à la faveur d'une fracture et le pourtour du massif serpentineux, très fracturé et broyé lors de sa remontée, serait le siège d'une érosion importante, et donc de la création d'un piège ("gouttière").

En toute rigueur, on ne peut écarter l'hypothèse considérant les prasinites et les basaltes de la Tête des Toillies comme un méga-olistolite sédimenté dans le complexe détritique polygénique. La "gouttière" ne correspondrait alors qu'au rebord du massif serpentineux surélevé par rapport à un grand piège.

7 - Conclusions

L'étude lithostratigraphique précise des complexes de la Haute Ubaye, définis cartographiquement (Chap. I) apporte de nombreux éléments, tant dans la connaissance des unités de cette région, que dans celle des séries ligures et de la paléogéographie de la Téthys, au Jurasique et au Crétacé.

7.1 - Quatre unités lithostratigraphiques et structurales

La définition de quatre unités à soubassement ophiolitique se dégage de notre étude stratigraphique:

- l'Unité de Chabrière, à substratum ophiolitique varié, essentiellement basique, et dont la couverture sédimentaire montre les trois termes de la Série de Chabrière : radiolarites (Oxfordien sup.-Kimméridgien), Calcaires marmoréens (Malm), et Formation de la Replatte (Crétacé inférieur). Localement la série est surmontée par une formation de calcschistes.

- l'Unité de la Gavie, à substratum essentiellement serpentineux. Sa couverture sédimentaire débute par un épais terme détritique ophicalcitique. Il est surmonté par la succession sédimentaire de la Série de Chabrière, complétée vers le haut, localement par la Formation de Roche Noire, mais plus généralement, par l'épaisse formation de calcschistes gréseux de Malacoste.

- l'Unité de Cornascle - Tête des Toillies, souvent décollée de son soubassement ophiolitique (serpentinites et basaltes), à la faveur d'un important complexe détritique essentiellement ophicalcitique. Elle montre une série sédimentaire de type Chabrière, la Formation de la Replatte passant souvent latéralement à une formation de calcschistes gréseux: la Formation des Toillies.

- l'Unité de Rubren, dont le soubassement ophiolitique n'existe pas sur le domaine étudié. La Série de Rubren débute par un important niveau de prasinites surmonté par des calcaires marmoréens, des schistes noirs siliceux et peut-être la Formation de Roche Noire.

7.2 - Deux types de série ligure

Ce sont : - la Série de Chabrière (fig.II-5)
 - la Série de Rubren (fig.II-40)

La différence de la Série de Rubren par rapport à celle de Chabrière réside essentiellement en l'absence de carbonates dans la formation qui surmonte les Calcaires marmoréens.

La série de Chabrière, reconnue dans la majorité des Unités de Haute Ubaye, montre d'importantes variations de faciès, d'une coupe à l'autre.

7.3 - De nombreuses variations latérales de faciès et définition de deux nouvelles formations dans les séries ligures

Les coupes et les reconstitutions qui illustrent ce chapitre montrent de nombreuses variations latérales de la Série de Chabrière.

- Les sédiments du Jurassique supérieur (radiolarites et calcaires) sont lenticulaires.
- La Formation de la Replatte peut passer latéralement à une formation dissociée (slumps) et même à des calcschistes gréseux (Formation des Toillies).
- La Formation de Roche Noire peut contenir des carbonates ou semble passer latéralement à des calcschistes gréseux (Formation de Malacoste).

La Formation de Malacoste surmonte, sur de nombreuses coupes, la Formation de la Replatte. Le passage stratigraphique de l'une à l'autre de ces formations est très progressif. Cette formation de calcschistes gréseux présente un faciès comparable à celui des Calcschistes de Malrif (LEMOINE & al., 1984a), ce qui, par analogie, nous incite à leur donner un âge Crétacé moyen à Crétacé supérieur probable (Chapitre III).

7.4 - Des niveaux détritiques ophiolitiques très nombreux

Toutes les coupes levées montrent au moins un niveau détritique à matériel ophiolitique.

Les termes détritiques se disposent à tous les niveaux de la succession ligure : de la base de la pile ophiolitique jusqu'à la formation sédimentaire la plus récente.

Ils ne correspondent pas, en général, à des épisodes de crise généralisée dans tous le domaine, mais plutôt à des "mini-crisis" très localisées. Ce caractère converge vers une interprétation du fond océanique comme une juxtaposition de blocs mobiles les uns par rapport aux autres (voir Chapitre III).

7.5 - Possibilité de reconstitutions paléogéographiques

L'observation continue des successions dans certains massifs est favorable aux reconstitutions paléogéographiques qui sont l'objet du Chapitre III.

CHAPITRE III

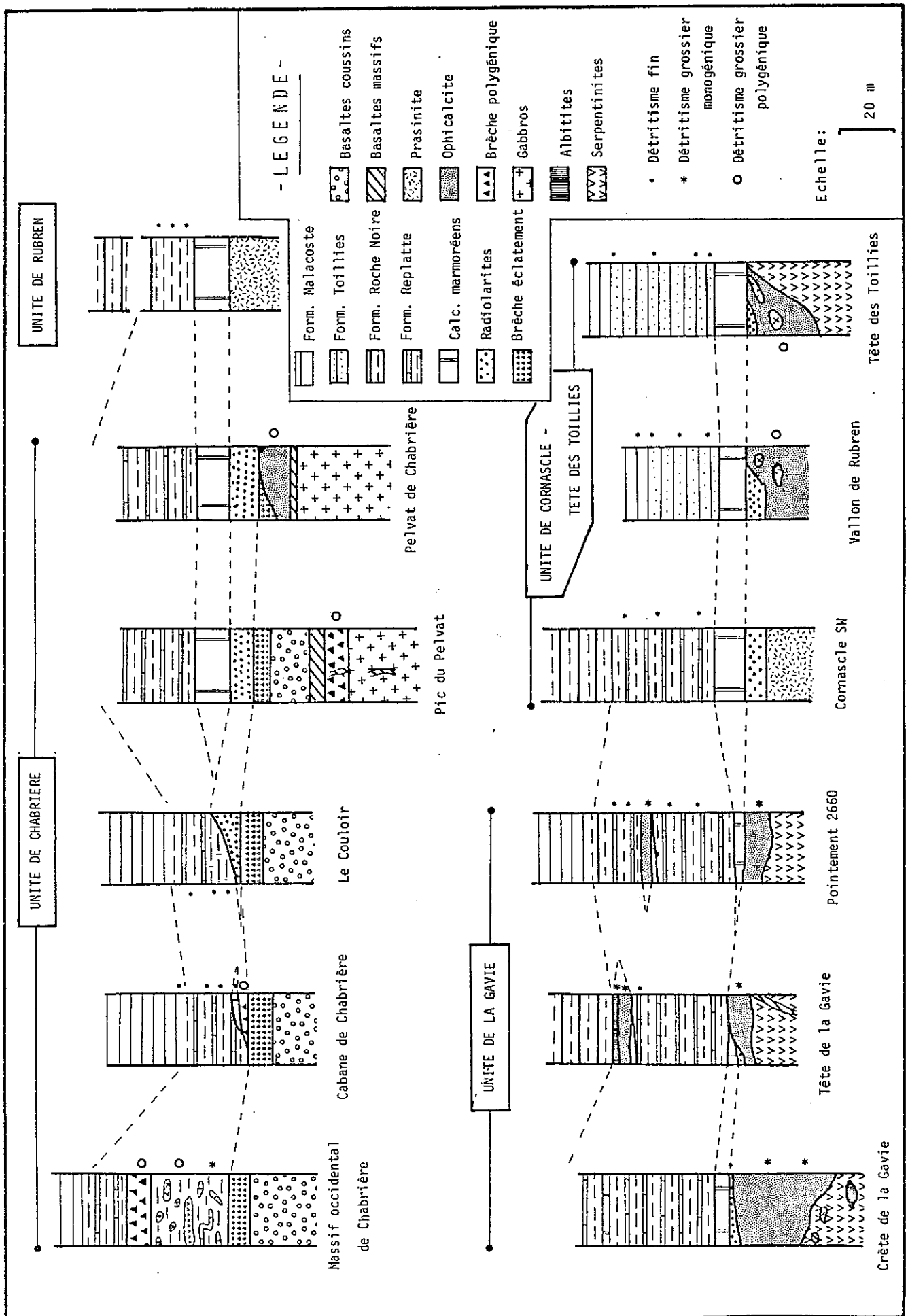
Diversité des séries
ophiolitifères : Tentative de
reconstitution de l'histoire
océanique d'une portion de la
Téthys ligure.

- 1 - Introduction
- 2 - Stratigraphie et sédimentologie des schistes, calcschistes et alternances des séries ligures de Haute Ubaye
- 3 - Détritisme ophiolitique et variations latérales de faciès
- 4 - Tectoniques téthysiennes dans les Unités de Haute Ubaye
- 5 - Chronologie téthysienne dans les Unités de Haute Ubaye

CHAPITRE III

Diversité des séries
ophiolitifères : Tentative de
reconstitution de l'histoire
océanique d'une portion de la
Téthys ligure.

- 1 - Introduction
- 2 - Stratigraphie et sédimentologie des schistes, calcschistes et alternances des séries ligures de Haute Ubaye
- 3 - Détritisme ophiolitique et variations latérales de faciès
- 4 - Tectoniques téthysiennes dans les Unités de Haute Ubaye
- 5 - Chronologie téthysienne dans les Unités de Haute Ubaye



1 - Introduction

Le chapitre précédent est illustré par une quinzaine de coupes levées dans les quatre Unités ophiolitiques de Haute Ubaye (fig.III-1).

Ces descriptions détaillées ont permis de définir neuf formations sédimentaires groupées au sein de deux séries types.

La série principale est celle de Chabrière (complétée par les observations récentes: fig.III-12) qui s'étage du Jurassique supérieur (ou moyen ?) au Crétacé supérieur. Cette série, caractéristique de nombreuses unités ligures (voir Chap. I), est reconnue sur la majorité des coupes décrites.

Grâce aux niveaux repères de la série type (Ophiolites, Radiolarites, Calcaires marmoréens et Formation de la Replatte), nous allons tenter de préciser les caractères stratigraphiques et sédimentologiques des séries de la portion du domaine ligure qui intéresse cette étude.

Cette analyse nous conduira à une synthèse sur la stratigraphie et sur les conditions sédimentologiques, paléogéographiques et paléostratigraphiques qui ont présidé à la mise en place de ces séries dans la Téthys ligure depuis le Jurassique supérieur jusqu'au Crétacé.

Figure III-1 : Corrélations des colonnes stratigraphiques synthétiques des principales coupes des Unités de Haute Ubaye (détails: voir chapitre II).

Position des principaux niveaux détritiques

2 - Stratigraphie et sédimentologie des schistes, calcschistes et alternances des séries ligures de Haute Ubaye

La plus grande masse des Schistes lustrés de Haute Ubaye est constituée de schistes, calcschistes et d'alternances schisto-calcaires ou schisto-gréseuses. Jusqu'ici, toutes ces formations, étaient confondues et nommées calcschistes indifférenciés, exceptée la Formation de la Replatte, lorsque son faciès était très reconnaissable.

La raison majeure de cette absence de distinction provenait de la complexité tectonique et de l'intensité (supposée) du métamorphisme et de l'absence d'une analyse sédimentologique assez poussée.

2.1 - Empreinte des phénomènes tectoniques et métamorphiques alpins sur les sédiments

Le raisonnement tectonique qui sera tenu plus loin (Chap. V), montre (voir aussi LEMOINE & TRICART, 1986):

(1) que les structures majeures sont maintenant bien définies, ce qui permet souvent d'être sûr de la polarité et de la continuité des successions décrites.

(2) que les plis d'ordre supérieur (décimétriques à centimétriques) perturbent certes les formations sédimentaires, mais que dans les flancs des plis majeurs, où ont été décrites la majorité des coupes, ils ne transposent pas les caractères initiaux des sédiments.

(3) que des litages tectoniques (au sens de NICOLAS, 1985; RAMSAY & MARTIN, 1985) peuvent exister, mais uniquement à l'échelle millimétrique. Ce phénomène ne serait donc pas à l'origine des alternances de strates observées dans la pile sédimentaire.

(4) que les étirements ne sont pas très importants; les éléments des niveaux de brèches compactes ou les coussins de basaltes ne sont pas très étirés. Par contre ils montrent un fort ap-latissement.

Les métamorphismes superposés conduisent à la recrystallisation de la grande majorité des minéraux (les calcaires sont marmorisés, par exemple). Cependant, ces recrystallisations n'ont pas détruit toutes les petites structures. Par exemple, des tests de foraminifères planctoniques ont été conservés, dans des formations équivalentes, au Nord (Queyras: LEMOINE & al., 1984a).

Des migrations d'éléments tels que la calcite ont pu se produire pendant les phénomènes tectono-métamorphiques. Ils ne peuvent néanmoins pas être à l'origine du "mélange" des deux termes d'une alternance: les alternances calcaires - argilites ne peuvent devenir des calcschistes. La preuve en est, par exemple, la juxtaposition sur une même coupe, qui a subi de façon homogène les épisodes tectono-métamorphiques, d'une alternance calcaires siliceux-schistes, et de calcschistes gréseux (voir fig.II-32, par exemple).

En conséquence, si l'on excepte les recristallisations généralisées dans le détail et la structuration alpine (que l'analyse structurale permet d'appréhender), le faciès des formations n'a pas subi de modifications majeures; l'organisation initiale des bancs et des formations sédimentaires est conservée.

Ainsi, une alternance de marbres et de schistes a pour origine une alternance de calcaires et d'argilites, une formation de calcschistes est issue d'une marne et une formation de schistes noirs siliceux ("Black shales") a pour origine une formation d'argilites siliceuses.

De la même façon, certaines structures sédimentaires sont encore visibles (voir plus loin). Seules les petites structures sédimentaires (litages fins, figures de base de banc, ...), ont pu être oblitérées par les phénomènes tectono-métamorphiques.

2.2 - Les alternances de la Formation de la Replatte: turbidites pélagiques mises en place sous la CCD ou alternances pélagiques autochtones ?

La Formation de la Replatte est classiquement constituée d'une alternance de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires à trame et éponges silico-ferrugineuses et d'interbancs de schistes noirs non carbonatés et plus ou moins siliceux (LEMOINE, 1971, LEMOINE & al., 1970).

Localement, les niveaux schisteux contiennent une certaine proportion de carbonate (cf. par. II-3.3), jusqu'à devenir parfois, de véritables calcschistes.

L'origine de ces alternances peut s'expliquer de différentes façons.

a - Interprétation classique: turbidites calcaires sur fond d'argilites

Les auteurs (GRACIANSKY & al., 1981) considèrent que le milieu de dépôt de cette formation - et de son équivalent dans l'Apennin ligure: les argiles à Palombini (ANDRI & FANUCCI, 1975; BARRETT, 1980) - se situait sous la CCD (niveau de compensation des carbonates), milieu où, seuls, argiles et silice se déposeraient. Les bancs de calcaires correspondraient, alors, à des venues turbiditiques carbonatées et siliceuses, issues d'un domaine pélagique situé au-dessus de la CCD.

Cette hypothèse pose de nombreux problèmes mal résolus:

(1) Certaines observations de détail vont à l'encontre d'une venue turbiditique des carbonates. Ainsi, la figure III-3 montre un banc de 20 cm de calcaire siliceux dans lequel aucun granuloclassement n'est visible. On y observe un niveau chloriteux continu de quelques millimètres, parallèle aux éponges du banc, caractéristique d'une venue détritique basique ou ultrabasique (ophiolitique). Sa position, au sein du banc semble incompatible avec un phénomène de sédimentation turbiditique.

De telles observations sont nombreuses dans le domaine étudié (voir par. II-3.2, II-3.3).

(2) Les calcaires siliceux sont finement pollués par des matériaux ophiolitiques dont la venue précède généralement le dépôt de bancs de brèche massifs (par 32,b); cette pollution se fait au même titre et de la même manière que dans les niveaux d'argilites, sédiments supposés autochtones.

(3) Des formations comparables à la série de la Replatte ont été fréquemment rencontrées dans les Alpes occidentales, dans l'Apennin ligure (BARRETT & SPOONER, 1979), et en Corse (CARON & DELCEY, 1979). Selon les reconstitutions palinspastiques (LEMOINE, 1984), on estime l'extension du bassin ligure au Crétacé inférieur, à 100 à 300 voire 1000 km de largeur par plusieurs milliers de km de longueur. Quel pourrait être le domaine suffisamment vaste pour alimenter des venues turbiditiques si nombreuses ? : le domaine Briançonnais, dont les sédiments du Crétacé inférieur manquent remarquablement; une marge orientale, mal connue,; ...?

Remarquons, comme le fait VAN DER PLAETSEN (1984), qu'actuellement, la grande majorité des auteurs considère que les venues allochtones de carbonates turbiditiques se limitent à des bassins restreints, à proximité de pentes ou de plateformes carbonatées.

Ainsi, à moins que les domaines ligures montrant des formations de type Formation de la Replatte (ou Argile à Palombini) aient été tous localisés à proximité de plateformes carbonatées au Crétacé inférieur, il est difficile d'expliquer l'origine de ces calcaires comme des turbidites.

(4) Le milieu étudié était, de toute évidence tectoniquement disloqué, au Crétacé inférieur, par de nombreux accidents, parfois importants (par. 4). Il est difficile d'expliquer, dans un tel contexte, l'uniformité des venues de turbidites quasi ubiquistes.

Ces questions et ces problèmes non résolus nous incitent à porter notre attention sur une deuxième hypothèse.

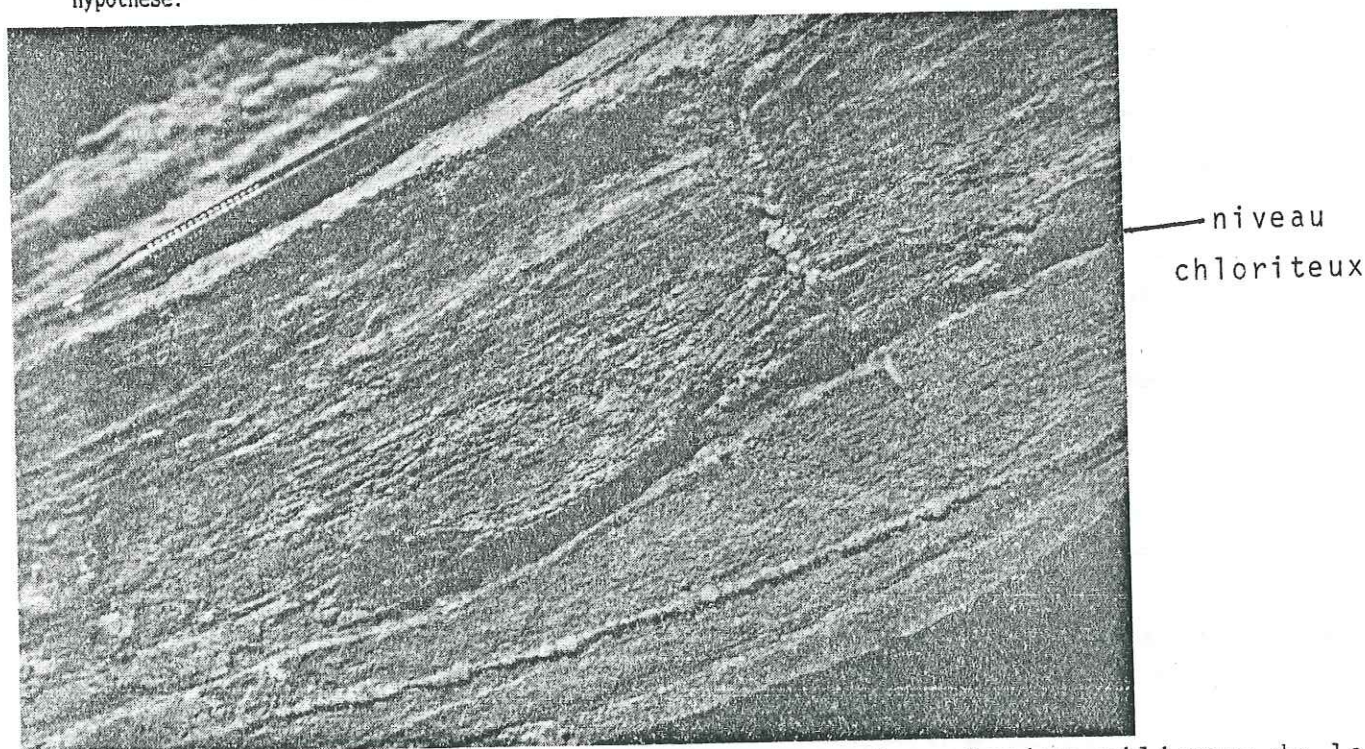


Figure III-3 : Cliché montrant un banc de calcaire siliceux de la Formation de la Replatte pollué par un fin détritisme basique.

b - Interprétation comme des alternances pélagiques autochtones rythmiques, par comparaison avec d'autres formations du Crétacé inférieur

b1 - Contexte global : les alternances au Crétacé inférieur.

Au Crétacé inférieur et moyen, les alternances sont connues sur la grande majorité des bassins sédimentaires du globe (LLOYD, 1982), l'Apennin, le Sud-Est de la France, et l'Atlantique central, entre autres. Dans la majorité des publications récentes (BOER de, 1983; COTILLON & al., 1980; DARMERU & al., 1984; EINSELE, 1982;...), les auteurs admettent que les alternances sont en grande partie liées à des phénomènes climatiques (dûs vraisemblablement à des cycles astronomiques).

Ces hypothèses, appuyées sur une analyse pluridisciplinaire (sédimentologique, stratigraphique, paléontologique, géochimique), montrent, au Crétacé, dans les domaines étudiés, que les variations climatiques cycliques, qui contrôlent dans des proportions variables, la productivité biogénique, les apports terrigènes, la dissolution des carbonates, et les conditions d'oxydo-réduction du fond marin, peuvent aboutir à des dépôts alternants (fig.III-2).

Grossièrement, on note une sédimentation alternante calcaire-marne quasi généralisée au Crétacé inférieur.

C'est ce que nous observerions, en Haute Ubaye, dans le cas des alternances calcaires siliceux-calcschistes.

b2 - Les alternances de la Formation de la Replatte

Les alternances du faciès type de la Formation de la Replatte montrent des calcaires siliceux et des schistes noirs sans carbonates. Pour expliquer la présence des argilites à composante organique importante, au lieu des marnes, on peut élaborer trois hypothèses:

* Certains auteurs (EINSELE, 1982; DEAN & al., 1978) estiment que, pendant la diagénèse, une "migration" des carbonates contenus dans les marnes peut se faire vers les calcaires, accentuant les différences de composition. Il faut se demander si cette ségrégation diagénétique est suffisante pour décarbonater entièrement les niveaux marneux de l'alternance.

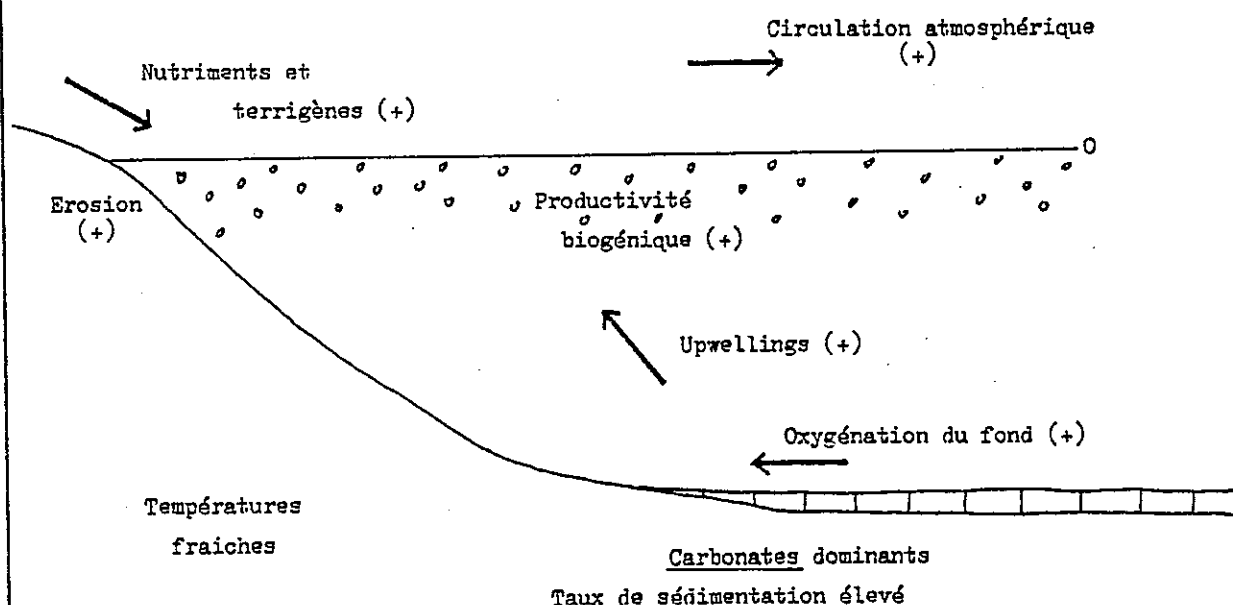
* Le domaine étudié pourrait se situer à la limite de la CCD, dont le niveau varie relativement à la productivité organique (BERGER & al., 1974). Ainsi, pendant les périodes où la productivité baisse, la CCD remonte et, seuls les argiles et la silice se déposeraient.

Parallèlement, des conditions anoxiques (qui permettent la conservation des matières organiques, d'où la couleur noire des sédiments), possibles au fond de l'océan pourraient expliquer le faciès de "Black shales" des argilites.

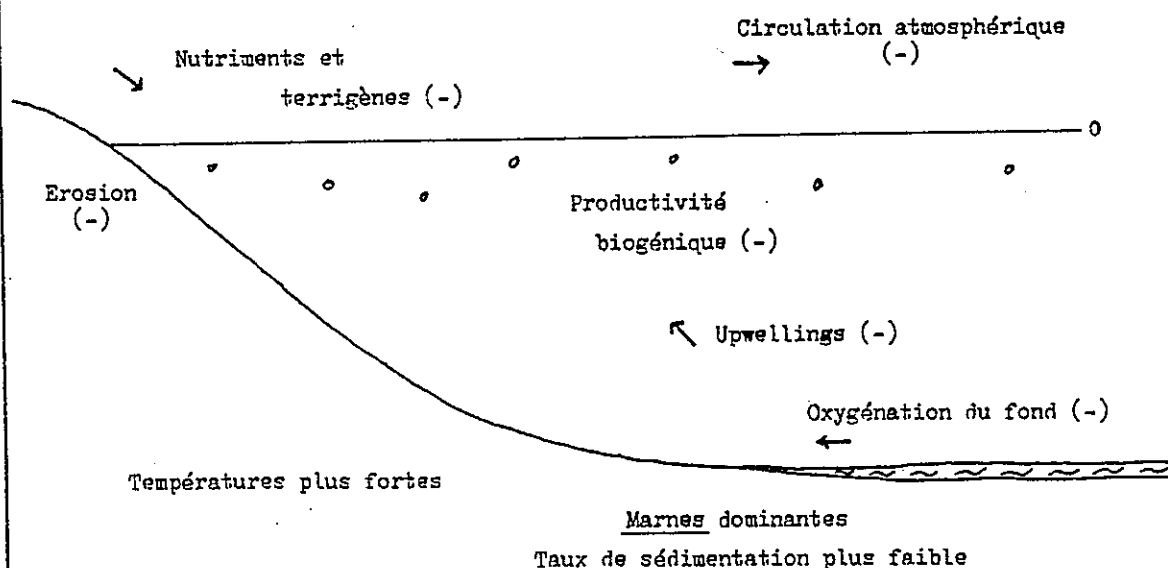
Les deux derniers phénomènes pourraient d'ailleurs être liés et varier en même temps (BOER de, 1983).

En définitive, je pense que l'hypothèse d'une origine pélagique autochtone des alternances de la Formation de la Replatte a des avantages sur l'interprétation classique. Une analyse plus complète

1. FORT CONTRASTE SAISONNIER. FAIBLE INSOLATION ANNUELLE



2. FAIBLE CONTRASTE SAISONNIER. FORTE INSOLATION ANNUELLE



Partie droite : Modèle de BOER de (1983), proposé pour le milieu du Crétacé en Ombrie (Italie centrale)

Partie gauche : Modèle de DARNEDRU et al. (1982) proposé pour le Crétacé inférieur vocontien (SE de la France)

Figure III-2 : Représentation schématique du modèle expliquant les alternances pélagiques dans le bassin Vocontien et celui d'Ombrie (d'après VAN DER PLAETSEN, 1985).

de la Formation de la Replatte, sur des coupes maintenant connues et peu affectées par la tectonique alpine permettra, sans doute d'apporter des éléments à cette discussion.

2.3 - Les schistes noirs siliceux de la Formation de Roche Noire: équivalents des "Black shales" du Crétacé "moyen"

Certaines coupes montrent, en contact stratigraphique au-dessus de la Formation de la Replatte, des alternances de schistes noirs très pauvres en carbonate et de bancs centimétriques à décimétriques de grès siliceux à patine manganésifère brune (Fig.II-35): Formation de Roche Noire (TRICART, 1973b).

Ces faciès rappellent ceux des "Black shales" (LEMOINE & TRICART, 1986), connus sur une grande partie des bassins sédimentaires de l'époque (LLOYD, 1982). Selon les auteurs (GRACIANSKY & al., 1981;...), ils se sont manifestement déposés sous la CCD (absence de carbonates); les rares intercallations calcaires qu'ils contiennent seraient issues de turbidites pélagiques.

Force est de constater, ici aussi, qu'aucun argument sédimentaire en faveur d'une origine turbiditique n'apparaît dans cette formation.

Le passage progressif observé (par. II-4.1), de la Formation de la Replatte à celle de Roche Noire, indique que le mode de sédimentation n'a pas varié; seule la composante carbonatée disparaît progressivement, tandis qu'augmente la proportion de matière organique (teinte très sombre des schistes noirs).

Si l'on retient la seconde hypothèse pour expliquer l'origine des alternances de la Formation de la Replatte (par. 2.2,b), nous sommes tenus de poursuivre cette interprétation pour la Formation de Roche Noire.

Ainsi, le passage stratigraphique progressif d'une alternance plus ou moins carbonatée (calcaire siliceux et argilite) à une alternance presque totalement décarbonatée (argilite riche en matière organique et silice) pourrait aisément s'expliquer par une remontée relative de la CCD par rapport au domaine considéré.

Les schistes noirs d'âge supposé Crétacé "moyen" pourraient donc être des alternances originelles d'argilites et de quartzites pélagiques autochtone, sédimentés sous la CCD (conditions actuellement réalisées dans le domaine océanique pacifique, réf?).

Ceci n'est encore qu'une hypothèse qui mérite que l'on analyse plus précisément les alternances de la Formation de Roche Noire.

2.4 - Les calcschistes: des marnes d'origines diverses

La Formation de Malacoste, certains équivalents latéraux de la Formation de la Replatte (formation des Toillies) et des niveaux d'attribution incertaine sont essentiellement constitués de calcschistes.

Une formation de calcschistes est de toutes façons, issue de la transformation diagénétique et métamorphique d'une formation de marnes (par. 2.1).

Nous avons montré qu'il y avait passage vertical progressif entre la Formation de la Replatte la

Formation de Malacoste (Crétacé "moyen"-supérieur). Nous avons aussi décrit le passage latéral de la Formation de la Replatte à la Formation des Toillies (Crétacé inférieur?; par.II-4).

Ces deux types de contact nous conduisent à envisager deux origines pour les marnes: une origine tectono-sédimentaire (resédimentation) et une origine purement sédimentaire en régime pélagique.

a - Les calcschistes du Crétacé inférieur: remaniement des alternances de la Formation de la Replatte

Les calcschistes siliceux que l'on observe localement au contact avec les calcaires marmoréens du Malm (?) remplacent, dans la série stratigraphique, la Formation de la Replatte (Crétacé inférieur ?) et en seraient donc un équivalent latéral: c'est la Formation des Toillies. La Formation de la Replatte dissociée (par. II-2.4) serait, alors un intermédiaire entre le faciès normal, alternant et le faciès calcschisteux (LEMOINE & TRICART, 1986).

Des études menées dans des domaines non affectés par le métamorphisme (Nord du bassin Vocontien; LE DOEUFF, 1977; LE HEGARA, 1973; ...), ont montré le passage latéral progressif entre une formation alternante, des slumps, une formation dissociée (formation à "phacoïdes"), et enfin des marnes constituées du mélange intime des deux composants de l'alternance initiale (fig III-4).

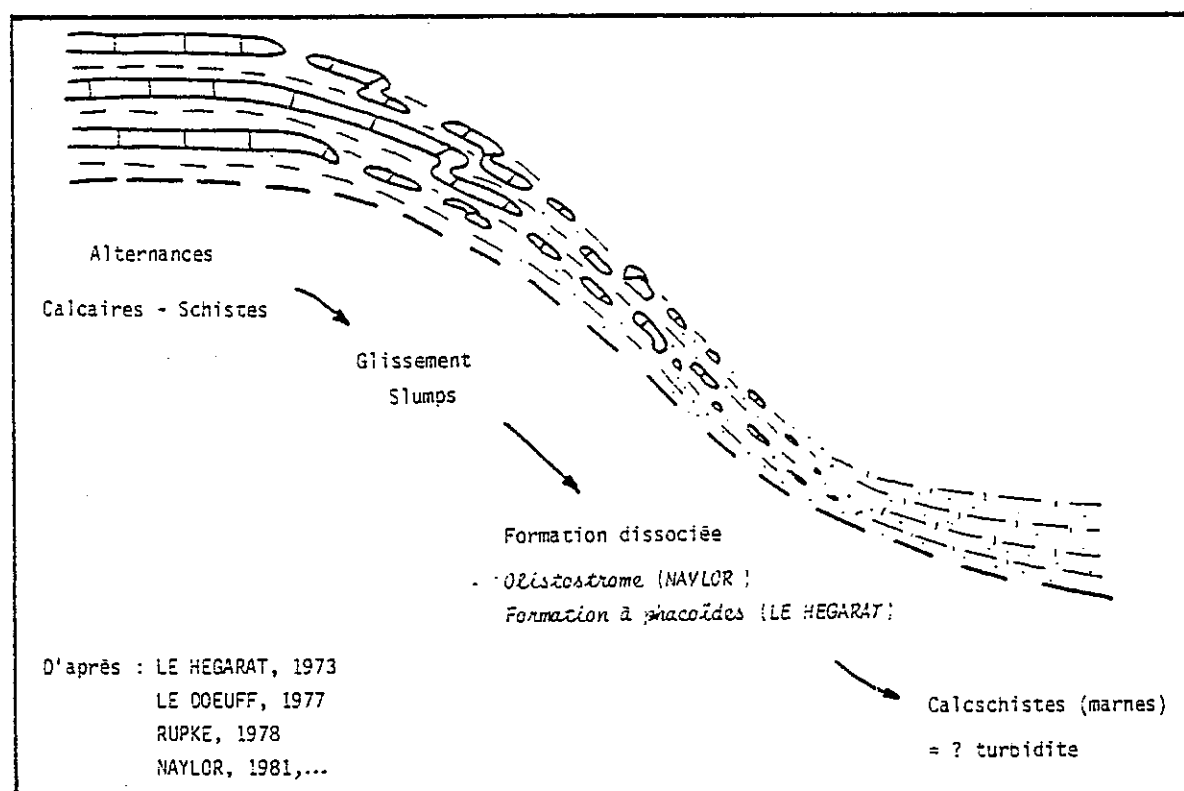


Figure III-4: Schéma explicatif du passage entre les calcaires-argilites, les formations dissociées et les marnes

Ce passage progressif latéral est dû au remaniement sédimentaire d'une formation alternante dont l'induration est incomplète, à la faveur d'un mouvement tectonique ou de la déstabilisation d'une pente. Ce type de phénomène se produit sur les flancs de canyons sous-marins où les reliefs sont très accusés, à la marge Nord du Bassin Vocontien.

Selon cette hypothèse, les calcschistes du Crétacé inférieur pourraient donc être, en grande partie, issus de remaniements sédimentaires des alternances originelles, phénomène très compatible avec les mouvements tectoniques qui affectent le domaine océanique pendant cette période (par. 4).

En toute rigueur, on ne peut écarter deux autres hypothèses:

- certains des calcschistes du Crétacé inférieur, seraient issus du dépôt originel de marnes dans certaines portions du domaine océanique.

- dans certains domaines, les alternances du Crétacé inférieur seraient érodées et les calcaires marmoréens du Malm (?) seraient surmontés par des calcschistes du Crétacé "moyen" ou supérieur (?).

b - Les calcschistes du Crétacé "moyen-supérieur": des dépôts marneux originels

Des calcschistes sont en contact stratigraphique direct sur la Formation de la Replatte, sur de nombreuses coupes (par. II-2.3.2; II-2.4; II-3.3): c'est la Formation de Malacoste. Ils n'ont pas encore fourni de faunes et nous supposons leur âge postérieur au Crétacé inférieur: Crétacé "moyen-supérieur".

De la même façon que pour les calcschistes du Crétacé inférieur (paragraphe précédent), on pourrait leur attribuer une origine allochtone (marnes issues du démantèlement d'alternances).

Mais la diminution progressive de la taille des bancs de calcaires, ainsi que l'augmentation de la proportion de calcite dans les interbancs (par. II-3.3), traduisent plutôt un passage stratigraphique de l'alternance de la Formation de la Replatte à une formation de marnes très calcaires.

Ce type de formation marneuse se développe largement dans les domaines Vocontien (COTILLON & al., 1980) et dans l'Apennin (BOER de, 1983), au Crétacé moyen (Albien, Cénomanién). La similitude avec les calcschistes de Haute Ubaye est confirmée par l'existence, dans les trois cas, de niveaux décimétrique à métriques beaucoup plus carbonatés, au sein de la masse des marnes (voir par. II-3.3).

Les calcschistes du Crétacé "moyen-supérieur" - du moins une partie - pourraient donc être d'anciennes marnes pélagiques autochtones.

2.5 - Les sédiments qui surmontent la Formation de la Replatte: corrélations latérales et environnement sédimentaire

Nous avons observé que la Formation de la Replatte pouvait être surmontée stratigraphiquement par des formations de trois types: calcschistes de la Formation de Malacoste (A), alternances de la Formation de Roche Noire (B), et rarement (Tête de la Gavie, par. II-3.2), alternances schistes-bancs calcaréo-siliceux (C).

* Les hypothèses développées plus haut (par. 2.3 et 2.4), quant à l'origine de ces formations, pourraient expliquer certaines des variations latérales de faciès. En effet, le passage progressif de marnes siliceuses plus ou moins homogènes (A) à des alternances de marnes pauvres en calcaire et de grès carbonatés (C), puis à des alternances d'argilites et de quartzites (B), pourrait correspondre au passage progressif d'un milieu au-dessus de la CCD à un milieu anoxique au-dessous de la CCD.

* En toute rigueur, nous ne pouvons écarter deux autres hypothèses:

- certains termes pourraient être absent (non dépôt ou érosion ?). La série comporterait alors localement, un certain nombre de lacunes non visibles sur les coupes.

- le régime sédimentaire général du domaine étudié pourrait être très comparable à celui de certains bassins sédimentaires, au Crétacé (détritisme terrigène important des unités du Flysch à Helminthoïdes, par exemple).

2.6 - Conclusions

La description précise de nombreuses coupes et la distinction de différents faciès nous ont amené à:

(1) préciser les caractères stratigraphiques de la grosse masse des "calcschistes indifférenciés"

(2) comparer et tenter de corréler les formations du Crétacé (?) de Haute Ubaye avec celles du même âge, non affectées par le métamorphisme alpin, dans les régions voisines (bassin Vocontien, Apennin, ...). Ces parallèles nous ont permis de :

(3) discuter, grâce à des arguments sédimentologiques et stratigraphiques clairs, l'origine et les conditions de dépôt des Formations décrites en Haute Ubaye

(4) comprendre et analyser certaines variations latérales de faciès.

Ces interprétations sont résumées sur la figure III-5.

De nombreuses hypothèses restent à confirmer par des observations et des analyses encore plus précises des Formations des séries ligures de la région.

				TYPE DE SEDIMENT - MILIEU DE DEPOT	
AGE	Position	FORMATION	F A C I E S	Interprétation Classique	Interprétation de ce chapitre
CRÉTACÉ SUPERIEUR ? CRÉTACÉ "MOYEN" CRÉTACÉ CRÉTACÉ INFÉRIEUR CRÉTACÉ		MALACOSTE (M)	Calcschistes gréseux roux en plaquettes + quelques passées plus calcaires	?	Marnes siliceuses pélagiques AUTOCHTONES au dessus de la CCD
		ROCHE NOIRE (RN)	bancs de grès à enduit manganésifère ALTERNANCES interbancs de schistes noirs riches en matière organique	venues turbiditiques siliceuses dans un fond pélagique autochtone argilitique	Productivité organique importante SEDIMENTATION PELAGIQUE AUTOCHTONE, SOUS LA CCD Productivité faible et conditions anoxiques
		TOILLIES (T)	Calcschistes gréseux + détritisme ophiolitique fin fréquent	remaniement sédimentaire de la Formation de la Replatte	→ I D E M
		REPLATTE (R)	Bancs de calcaires à trame siliceuse rousse ALTERNANCES Interbancs de schistes noirs	turbidites calcaires pélagiques dans un fond pélagique autochtone argilitique	CCD basse = sédimentation de calcaires SEDIMENTATION PELAGIQUE AUTOCHTONE, PROCHE DE CCD CCD haute = seules les argilites se déposent
MALM		CALCAIRES RADIOLARITES OPHIOLITES			

Figure III- 5 : Tableau résumant les interprétations sédimentologiques et stratigraphiques sur les formations de "calcschistes" des unités ligures de Haute Ubaye. Comparaison avec les interprétation antérieures.

3 - Détritisme ophiolitique et variations latérales de faciès

3.1 - Place du détritisme dans les séries ligures de Haute Ubaye

Les termes détritiques ophiolitiques apparaissent à tous les niveaux dans les coupes décrites: dans la pile ophiolitique, au contact ophiolites-sédiments, dans les sédiments du Jurassique et ceux du Crétacé (Fig.III-1).

On n'observe pas de niveau détritique continu, corrélable d'une coupe à l'autre. Par contre, on peut distinguer des formations dans lesquelles le détritisme est plus important. Ce sont:

- les brèches ophiolitiques intra-ophiolitiques.
- le sommet des calcaires du Malm
- les alternances et les calcschistes du Crétacé inférieur

Dans le domaine étudié, les calcschistes d'âge supposé Crétacé supérieur (Formation de Malacoste), ne présentent pas un détritisme ophiolitique important et chaotique, témoin des premières compressions alpines, comme dans les régions voisines (Queyras; LAGABRIELLE, 1987).

3.2 - Caractères du détritisme

Les niveaux détritiques observés montrent plusieurs types de faciès.

a - Détritisme fin et diffus

Il se manifeste par la présence diffuse dans les sédiments, de chlorite (altération de roches basiques ou ultrabasiques), d'ankérite, et de micas verts (voir Remarque par. II-3.3.b; LEMOINE & TRICART, 1979). Il apparaît sur des épaisseurs parfois importantes (10 à 20 m).

Généralement, on l'observe dans les calcschistes de la Formation des Toillies où il est réparti de façon assez homogène. Ce caractère vient confirmer l'interprétation sur l'origine de la Formation des Toillies. Ainsi, les alternances schisto-calcaires interstratifiées de niveaux détritiques ophiolitiques deviendraient, par remaniement sédimentaire, des calcschistes pollués par un détritisme diffus.

Le détritisme fin existe, plus rarement et sur des épaisseurs moindres, dans des sédiments pélagiques non remaniés (calcaires marmoréens, Formation de la Replatte). L'absence d'éléments grossiers (centimétriques), prouve d'un granuloclassement, et l'absence de perturbation sédimentaire liée à ces venues montrent que la zone d'apport est probablement éloignée (éléments fins et altérés).

Nous serions donc en présence d'un détritisme distal et peu important.

b - Détritisme grossier monogénique

On l'observe fréquemment dans la Formation de la Replatte. La coupe de la Tête de la Gavie (Fig.II-31), par exemple, montre deux bancs de brèche superposés (voir aussi par. II-2.4.2,b; II-3.3).

Le banc grossier est généralement d'épaisseur métrique à plurimétrique. Il montre une juxtaposition d'éléments monogéniques, de taille diverse (millimétrique à métrique) généralement anguleux et non granuloclassés. La matrice est constituée de particules très fines de même nature que les éléments et d'une proportion carbonatée et/ou argilitique faible.

Il est généralement précédé dans la sédimentation, par des indices détritiques plus fins (grains chloriteux millimétrique, ankérite et mica verts).

Ces observations caractérisent des venues brutales de type "debris flow" (au sens de NAYLOR, 1981).

Le caractère monogénique de ces niveaux indique l'exigüité de la zone d'apport (fig.III-6). En effet, si cette zone était large, elle contiendrait des éléments ophiolitiques de nature diverse, de petits massifs ophiolitiques juxtaposés, de nature variable étant à l'érosion au Crétacé dans le domaine considéré (voir par. 4).

Les premiers indices fins correspondent vraisemblablement à la période d'érosion d'un escarpement ophiolitique, pendant laquelle les éléments se stockeraient à sa base; seuls les plus fins allant polluer les domaines pélagique relativement éloignés.

Ces niveaux seraient donc les témoins de petites coulées localisées, de type "debris flow", de matériel ophiolitique initialement stocké sur des pentes, à la base d'escarpements.

c - Détritisme grossier polygénique

On l'observe dans le niveau ophtalcitique infraradiolaritique et dans les formations du Crétacé inférieur (massif occidental de Chabrière, en particulier).

Il constitue des niveaux épais (10 à 30 m) dans lesquels sont mélangés de façon chaotique, sédiments pélagiques (matrice et/ou clastes) et des éléments ophiolitiques de nature et de taille diverses (centimétrique à hectométrique).

Dans le cas de l'affleurement du massif occidental de Chabrière (par.II-2.4.4,c), le niveau chaotique polygénique débute par une passée à très gros olistolites qui semble indiquer l'écroulement de pans entiers de falaises. Ce niveau (C) représente, de toute évidence, le dépôt quasi instantané d'une grosse masse d'éléments variés déstabilisés par des secousses tectoniques importantes. Une origine proximale de ce niveau est probable.

Le terme qui le surmonte (D) ne présente plus de matrice sédimentaire. Il pourrait représenter les accumulations au pied d'un escarpement constitué d'ophiolites diverses (ou un mass flow remaniant les accumulations au pied d'un escarpement).

Il est important de remarquer que ce détritisme apparaît et se termine brutalement dans la sédimentation pélagique autochtone, ce qui confirme le caractère catastrophique et instantané de ce détritisme.

Le banc grossier est généralement d'épaisseur métrique à plurimétrique. Il montre une juxtaposition d'éléments monogéniques, de taille diverse (millimétrique à métrique) généralement anguleux et non granuloclassés. La matrice est constituée de particules très fines de même nature que les éléments et d'une proportion carbonatée et/ou argilitique faible.

Il est généralement précédé dans la sédimentation, par des indices détritiques plus fins (grains chloriteux millimétrique, ankérite et mica verts).

Ces observations caractérisent des venues brutales de type "debris flow" (au sens de NAYLOR, 1981).

Le caractère monogénique de ces niveaux indique l'exiguïté de la zone d'apport (fig.III-6). En effet, si cette zone était large, elle contiendrait des éléments ophiolitiques de nature diverse, de petits massifs ophiolitiques juxtaposés, de nature variable étant à l'érosion au Crétacé dans le domaine considéré (voir par. 4).

Les premiers indices fins correspondent vraisemblablement à la période d'érosion d'un escarpement ophiolitique, pendant laquelle les éléments se stockeraient à sa base; seuls les plus fins allant polluer les domaines pélagique relativement éloignés.

Ces niveaux seraient donc les témoins de petites coulées localisées, de type "debris flow", de matériel ophiolitique initialement stocké sur des pentes, à la base d'escarpements.

c - Détritisme grossier polygénique

On l'observe dans le niveau ophtalcitique infraradiolaritique et dans les formations du Crétacé inférieur (massif occidental de Chabrière, en particulier).

Il constitue des niveaux épais (10 à 30 m) dans lesquels sont mélangés de façon chaotique, sédiments pélagiques (matrice et/ou clastes) et des éléments ophiolitiques de nature et de taille diverses (centimétrique à hectométrique).

Dans le cas de l'affleurement du massif occidental de Chabrière (par.II-2.4.4,c), le niveau chaotique polygénique débute par une passée à très gros olistolites qui semble indiquer l'écroulement de pans entiers de falaises. Ce niveau (C) représente, de toute évidence, le dépôt quasi instantané d'une grosse masse d'éléments variés déstabilisés par des secousses tectoniques importantes. Une origine proximale de ce niveau est probable.

Le terme qui le surmonte (D) ne présente plus de matrice sédimentaire. Il pourrait représenter les accumulations au pied d'un escarpement constitué d'ophiolites diverses (ou un mass flow remaniant les accumulations au pied d'un escarpement).

Il est important de remarquer que ce détritisme apparaît et se termine brutalement dans la sédimentation pélagique autochtone, ce qui confirme le caractère catastrophique et instantané de ce détritisme.

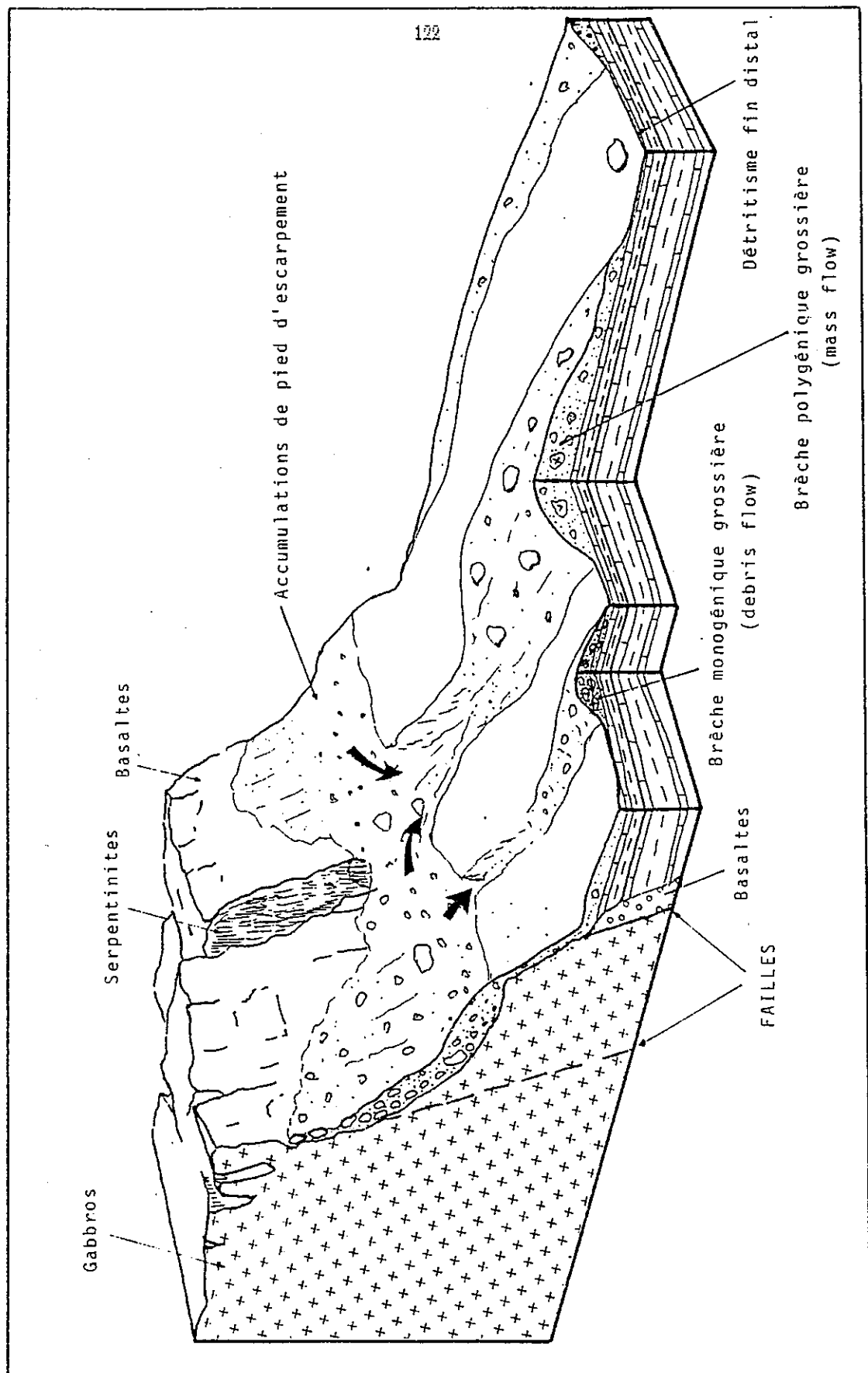


Figure III-6 : Position de différents types de matériaux détritiques dans un milieu marin profond à paléotopographie perturbée par le jeu de failles.
(d'après VANNEY, 1979; LAGABRIELLE, 1982;...)

3.3 - Phénomènes de remaniement sédimentaire

Nous avons montré, au par. 2.5, l'existence de variations latérales au sein de la Formation de la Replatte (fig.III-4). Elles sont dues à des phénomènes de remaniement sédimentaire: glissement, slumping, dissociation, resédimentation (voir par. II-2.4; II-2.3.2; II-2.3.3).

Les formations du Jurassique supérieur, quant à elles, sont bien moins affectées, d'une part par le détritisme (pas de venues détritiques grossières), d'autre part, par les phénomènes de remaniement. L'absence locale des calcaires marmoréens ou des radiolarites pourrait néanmoins être dûs à des érosions, comme en témoignerait, le remaniement d'éléments isolés dans les sédiments du Crétacé (voir par. II-2.3.2; II-2.4.2,c; II-3.3).

Dans la plupart des niveaux stratigraphiques où des remaniements sont observés, on observe des niveaux détritiques. De toute évidence, remaniement et détritisme sont liés.

3.4 - Origine du détritisme et des remaniements sédimentaires

En nous référant aux phénomènes observés au fond des océans actuels (FOURNIER, 1986; BIJU DUVAL & al., 1983; VANNEY & al., 1979; LAGABRIELLE, 1982;...), nous supposons que le détritisme et les remaniements sédimentaires, parfois simultanés, dans les formations de Haute Ubaye sont dûs selon les cas à la création de pentes, d'escarpements, de "canyons" et de pièges.

En effet, les trois types de faciès détritiques des séries de Haute Ubaye, analysés précédemment, ont été décrits dans des milieux marins actuels correspondant à ces types morphologiques.

- Des abrupts et des falaises alimentent un abondant détritisme de pied d'escarpement par écroulements en masse - ce sont les niveaux détritiques chaotiques polygéniques Ils alimentent aussi un détritisme fin plus distal - ce sont les épandages fins et dispersés.

- Des pentes favorisent les remaniements :

° remaniement des sédiments pélagiques : glissements, dissociations et les resédimentations sous forme de turbidites pélagiques - ce sont les formations dissociées et certains calcschistes.

° remaniement des accumulations de pied d'escarpements par des phénomènes de débris flow ou de grain flow - ce sont les bancs détritiques monogéniques ou parfois polygéniques et le détritisme ophiolitique fin distal.

Seuls, des mouvements tectoniques peuvent expliquer une paléotopographie aussi accidentée et aussi active dans le domaine ligure.

- Les failles à rejeu vertical créent des falaises

- Les mouvements tectoniques créent des pentes

- Les plan de failles correspondent à des zones de broyage qui favorisent l'érosion des falaises.

4 - Tectonique téthysienne dans les Unités de Haute Ubaye

Les auteurs ont déjà remarqué l'importance de la tectonique téthysienne dans les unités ligures des Alpes occidentales (LEMOINE & al., 1978; LEMOINE & TRICART, 1979; LAGABRIELLE & al., 1984,...).

Par des arguments indirects, ils en ont précisé les modalités. Localement, des massifs ont offert des affleurements propices à ces reconstitutions (LAGABRIELLE, 1982; TRICART & LEMOINE, 1983).

L'étude des Unités de Haute Ubaye a permis:

- d'observer des témoins directs de cette tectonique (fractures injectées de serpentinite, escarpements,...)
- de caractériser des "crises tectoniques", par des arguments sédimentaires (brèches, remaniements,...), et notamment, par une analyse stratigraphique fine.

4.1 - Preuves directes de la tectonique intraocéanique

4.1.1 - Exemple du massif oriental de Chabrière

Le massif oriental de Chabrière regroupe, le Pic du Pelvat (par. II-2.1), le Pelvat de Chabrière (par. II-2.2), et ses prolongements: au Nord, le secteur du Couloir (par. II-3.2) et, au Sud, le secteur de la Brèche de l'Autaret (voir Fig.II-1).

a - Un accident intraophiolitique important

La reconstitution de la figure III-7, montre que le massif ophiolitique basique constitué de microgabbros et de basaltes, est recoupé par un large accident vertical, injecté de serpentinite: l'accident de la Bouteille (voir aussi fig.II-3,C).

Il n'affecte pas les calcaires marmoréens du Malm (ni peut-être les radiolarites ?). Par contre, il recoupe "à l'emporte-pièce", tous les termes de la série ophiolitique.

On remarque aussi que l'accident de la Bouteille sépare deux successions ophiolitiques différentes. Les brèches polygéniques et les basaltes sont très développés, au Pic du Pelvat, alors qu'ils n'apparaissent pratiquement pas au Pelvat de Chabrière; les ophicalcites, épaisses au Pelvat de Chabrière, n'existent pas au Pic du Pelvat.

Ces caractères indiquent une inversion de la position des deux blocs relativement l'un par rapport à l'autre (fig.III-7). Dans un premier temps, le Pic du Pelvat représente un piège; par la suite, c'est le Pelvat de Chabrière qui joue ce rôle, en recevant des ophicalcites (issues de l'injection de serpentinites dans l'accident de la Bouteille ?).

L'accident de la Bouteille a donc joué au moins deux fois, pendant l'histoire intra océanique du massif oriental de Chabrière. De plus, son jeu semble s'être inversé pendant cette période.

Par contre, cet accident a joué au sein des ophiolites avant le dépôt des calcaires du Malm.

b - Deux accidents synsédimentaires injectés de serpentinite

L'analyse structurale montre que les deux secteurs du Couloir et de la Brèche de l'Autaret sont en continuité avec le Pic du Pelvat et le Pelvat de Chabrière (figs.II-1 et II-7).

Sur ces deux affleurements, le soubassement ophiolitique n'est représenté que par des basaltes (coussins et brèches d'éclatement), et la succession sédimentaire est perturbée et lacunaire. Dans le secteur du Couloir, les calcaires marmoréens sont absents et la Formation de la Replatte est perturbée par des remaniements sédimentaires et un détritisme ophiolitique (voir par. II-3.2). Dans celui de la Brèche de l'Autaret, les jaspes radiolaritiques disparaissent et les calcaires marmoréens sont remaniés dans la Formation de la Replatte (voir fig.III-7).

Dans ces deux cas, un niveau talcschiteux ou opicalcitique apparaît à l'interface radiolarites - Formation de la Replatte perturbée. Il indique, de toute évidence, l'érosion, donc la mise à l'affleurement de massifs serpentiniteux.

La figure III-7, montre de quelle façon, de part et d'autre du massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière, des accidents similaires à celui de la Bouteille pourraient initier:

- le détritisme opicalcitique entre les radiolarites et les sédiments remaniés du Crétacé inférieur;
- les variations latérales de faciès entre la série de Chabrière, remarquablement conservée (et reconnue de façon continue sur près de 2000 m, compte non tenu des replis alpins) et les successions perturbées des extrémités du massif.

Le calage de cet épisode tectonique serait, ici assez précis: il serait post-Oxfordien-Kimméridgien (radiolarites) et anté-Crétacé inférieur (?), vraisemblablement, fini-Malm.

c - Conclusions

L'analyse du massif oriental de Chabrière met donc en évidence, de façon précise:

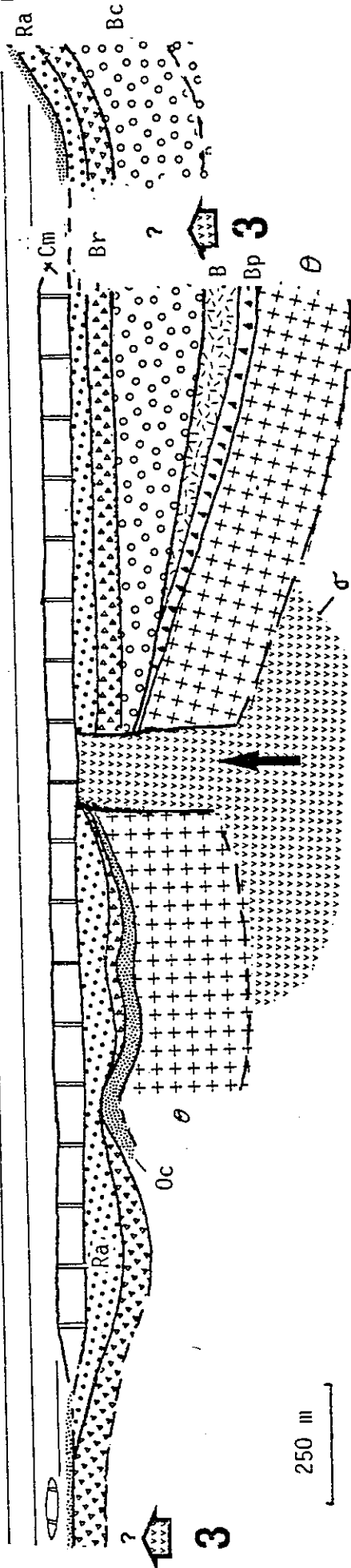
- l'existence d'accidents intraophiolitiques injectés de serpentinites (protrusions froides*), découpant les massifs basiques à l'emporte-pièce.
- plusieurs épisodes tectoniques distincts, dont un, assez bien calé stratigraphiquement (Malm)
- le jeu répété d'accidents tectoniques, dans le soubassement ophiolitique, avant le dépôt des premiers sédiments (anté-Jurassique supérieur)
- une corrélation entre des phénomènes de resédimentation et un détritisme serpentiniteux qui indiquerait que des accidents injectés de serpentinites sont à l'origine de remobilisations sédimentaires.

Tous ces caractères illustrent le découpage en blocs de taille modeste (échelle kilométrique) du fond de l'océan téthysien. Ces portions de fond océanique indépendantes subissent des mouvements tectoniques saccadés depuis la création du plancher océanique.

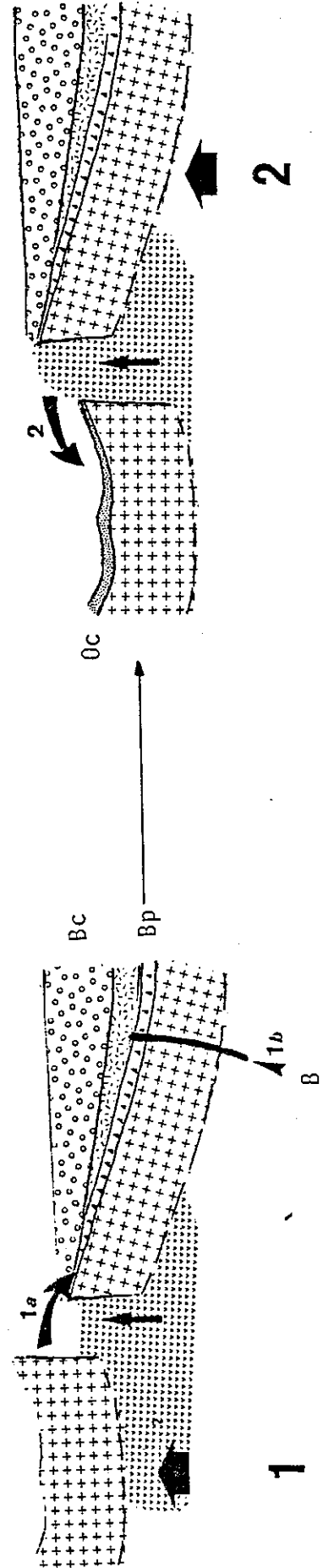
* le terme de Protrusion froide est employé, ici, pour désigner une remontée de serpentinites à la faveur d'accident qui affecte le socle océaniques basique.

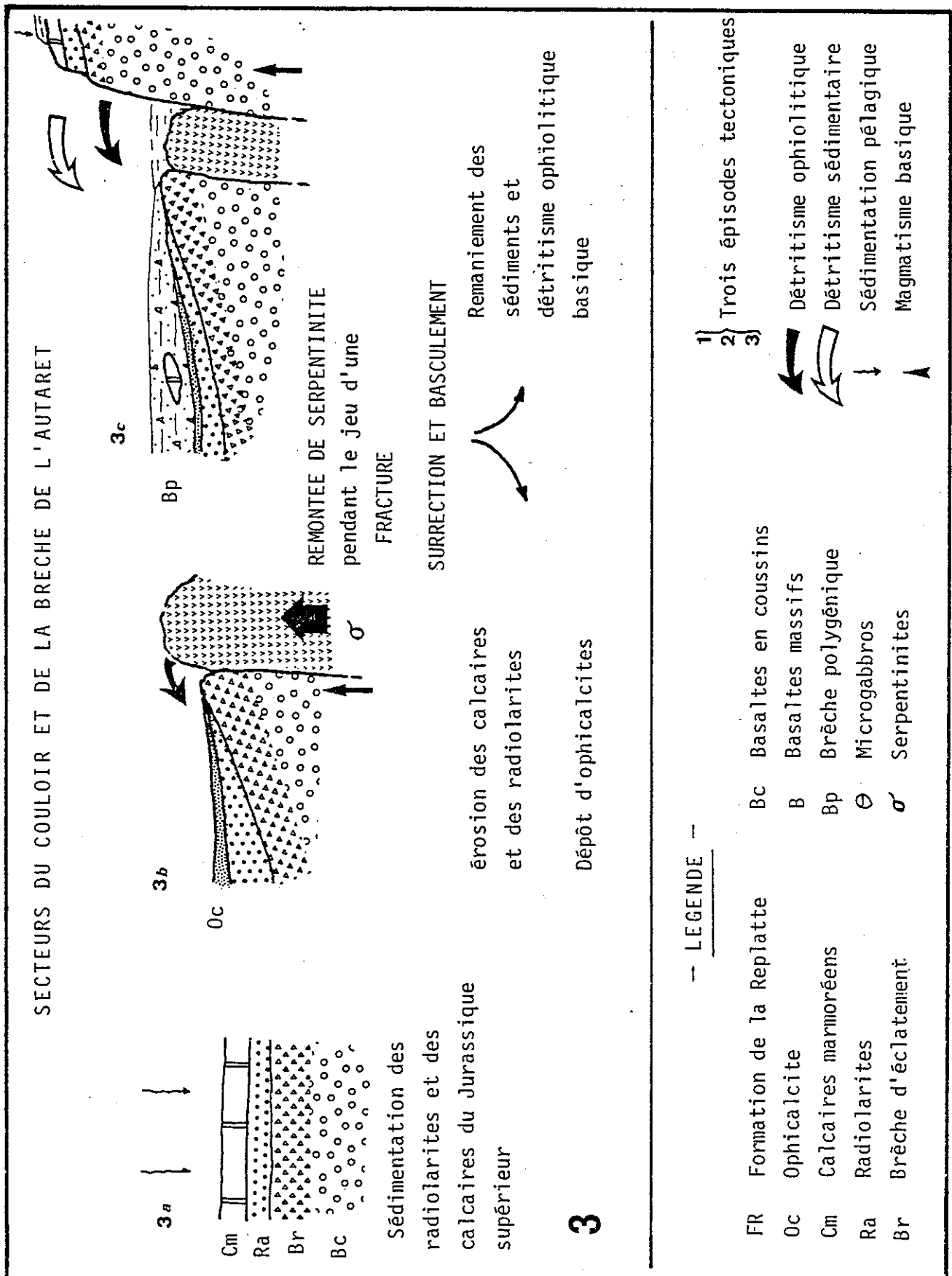
Brèche de l'Autaret Pelvat de Chabrière PC 3160 Pic du Pelvat Le Couloir

FR



ACCIDENT DE LA BOUTEILLE





Figures III-7 : Reconstitution paléotectonique du massif oriental de Chabrière, et tentatives d'explication du fonctionnement de l'accident de la Bouteille (A), et des accidents de l'Autaret et du Couloir (B).

4.1.2 - Exemple du massif occidental de Chabrière

Ce massif, situé à l'Est du Torrent de Chabrière, a fait l'objet d'une étude précise au paragraphe II-2.4.

Le bloc diagramme de la Figure II-23 (repris à la figure III-8), montre que les basaltes en coussins sont recoupés par des failles vraisemblablement parallèles et inclinées (jeu probablement normal, et rejet apparent de 20 à 50 m). L'une est injectée de serpentinites qui, ici aussi, ne recoupent pas les sédiments du Crétacé moyen. La protrusion froide est donc antérieure.

Cette reconstitution indique aussi l'existence possible d'une deuxième famille de failles, plus ou moins perpendiculaire à la première.

Selon cette interprétation, ce massif ophiolitique basique aurait donc été découpé par des failles découpant des petits blocs de quelques centaines de mètres de côté, mobiles les uns par rapport aux autres. Ces accidents pourraient avoir joué pendant la sédimentation.

De toutes façon ces failles qui semblent avoir eu un jeu distensif, ont créé des reliefs favorisant les érosion, les remaniements sédimentaires (escarpements, pentes,...), et les accumulations (pièges).

Ici, ce sont les sédiments du Crétacé inférieur qui sont perturbés par cette tectonique.

Remarquons néanmoins que les niveaux détritiques chaotiques (c et d, par.II-2.4), devaient avoir pour origine des accidents vraisemblablement beaucoup plus importants que ceux observés actuellement.

4.1.3 - Exemple du Complexe de la Tête des Toillies

Ce massif fait l'objet d'une description au paragraphe II-6.

La reconstitution de la figure III-9, montre un accident entre les basaltes et les serpentinites: l'accident de la Noire. Cet accident à jeu anté-radiolaritique a vraisemblablement été le siège d'un broyage tectonique dans les deux compartiments. Cette "zone de faiblesse" serait à l'origine de la création d'une dépression: la gouttière du Ravin de la Noire. Elle jouerait, par la suite le rôle de piège pour les éléments détritiques ophiolitiques grossiers (olistolites) issus probablement de mouvements tectoniques importants.

On observe donc actuellement, le contact tectonique entre deux éléments du socle océanique, juxtaposés par le jeu d'une faille avant des épisodes tectoniques ultérieurs précédant la sédimentation des radiolarites (Oxfordien supérieur -Kimméridgien).

4.2 - Mise en évidence indirecte de la tectonique téthysienne

En conclusion de l'étude des niveaux détritiques (par. 3.4), nous avons vu que, seuls, des mouvements tectoniques peuvent être à l'origine des nombreuses intercalations détritiques ophiolitiques au sein des séries de Haute Ubaye.

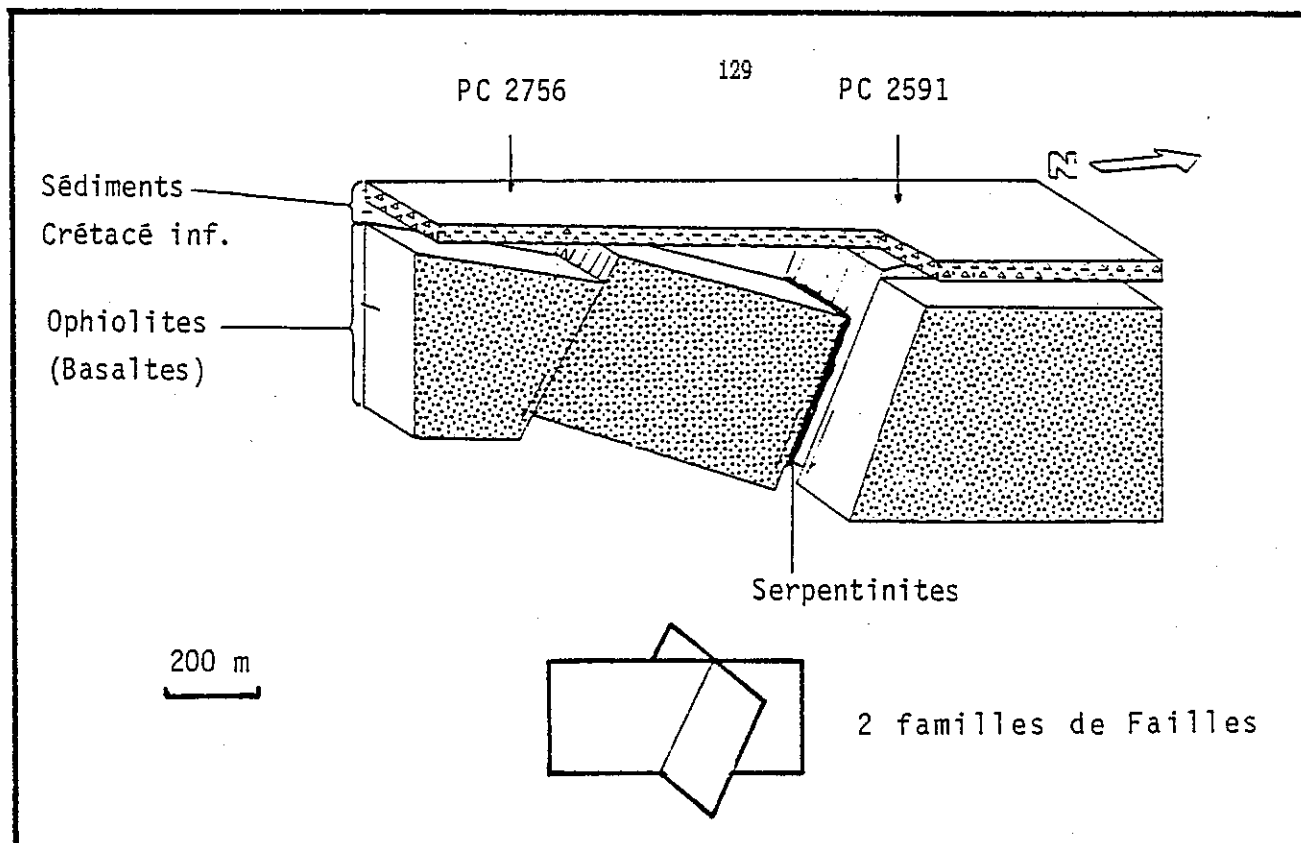


Figure III-8 : Reconstitution paléotectonique du massif occidental de Chabrière. Disposition supposée au Crétacé inférieur.

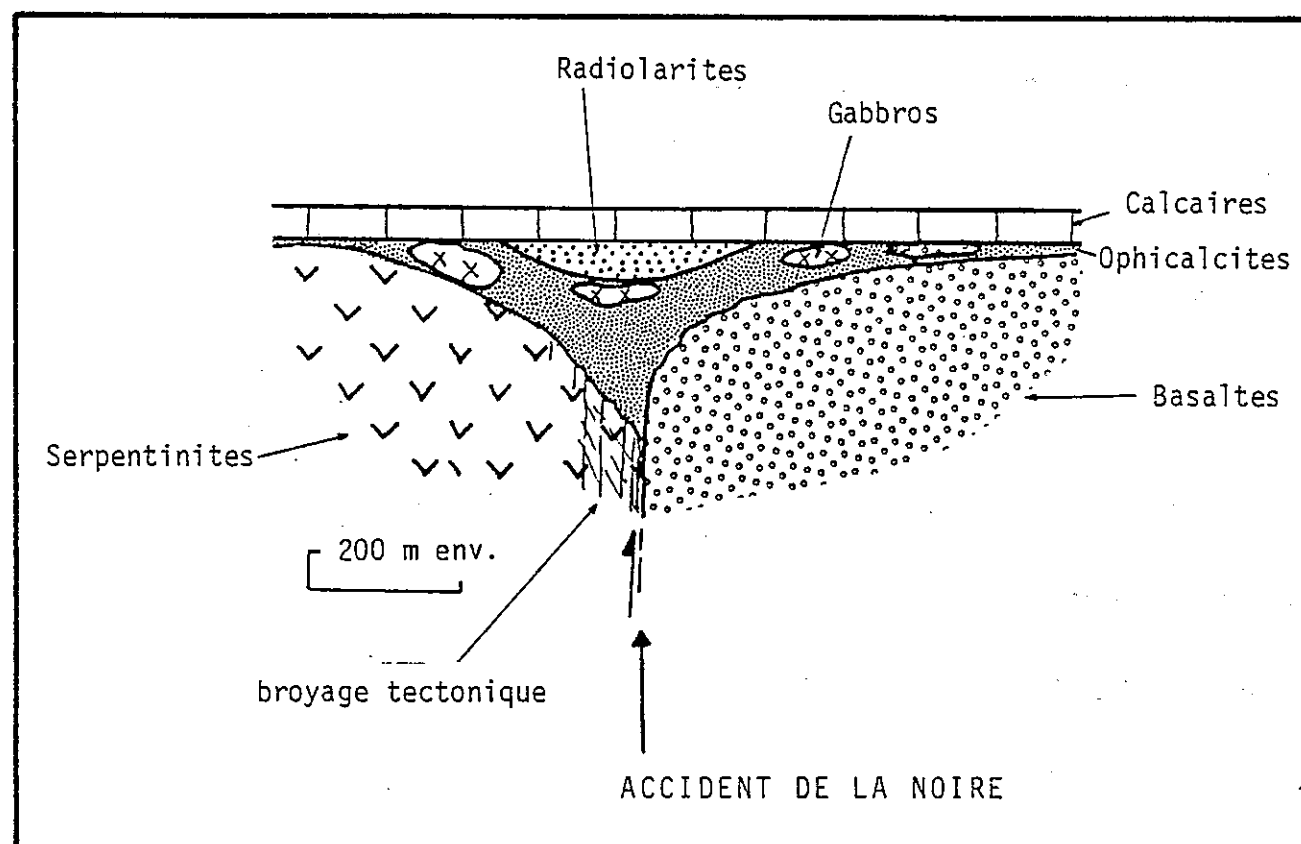


Figure III-9 : Reconstitution paléotectonique du massif de la Tête des Toillies. Disposition supposée, au Malm.

La plupart des caractères des sédiments détritiques est en faveur d'une sédimentation relativement proximale. Ils supposent aussi la naissance (parfois brutale) d'escarpements importants.

De plus, on observe deux périodes de crises détritiques généralisées:

- une crise antérieure au Jurassique supérieur, donc intra-ophiolitique
- une crise d'âge Crétacé inférieur (?)

4.3 - Caractérisation de deux périodes tectoniques principales

4.3.1 - Tectonique intraophiolitique, antérieure au Jurassique supérieur : l'"événement ophicalcitique"

Cette tectonique a été mise en évidence par les auteurs (LAGABRIELLE, 1982; TRICART & LEMOINE, 1983) 1983;...), en tenant compte du fait que les sédiments du Jurassique supérieur (radiolarites et/ou calcaires marmoréens) reposaient indifféremment sur des termes variés du fond océanique ophiolitique. Ils en ont déduit l'existence d'une tectonique précoce, juxtaposant des éléments profonds (serpentinites) à des ophiolites diverses de la succession classique (gabbros, basaltes, dolérites).

a) Des accidents correspondant à cet épisode tectonique sont mis en évidence en Haute Ubaye (par exemple: accident de la Bouteille, accident de la Noire: par. 4.1). Ils peuvent être globalement caractérisés comme suit:

- ils mettent en contact des roches ophiolitiques diverses
- ils sont souvent injectés de serpentinites ("protrusions froides")
- ils sont vraisemblablement distensifs et ont des jeu répétés
- ils découpent le fond océanique ophiolitique en blocs de taille modeste (d'échelle kilométrique), auxquels pourraient correspondre les massifs ophiolitiques de la région (Chapitre VI; TRICART & LEMOINE, 1986a et b).

b) Les niveaux détritiques intraophiolitiques (brèches polygéniques) sont associés aux phénomènes tectoniques.

Leur caractère polygénique et chaotique confirme la mise à l'affleurement brutale et simultanée (donc tectonique) de divers massifs ophiolitiques;

Leur matrice est très fréquemment ophicalcitique et abondante (d'où le terme d'événement ophicalcitique); ceci suppose la mise à l'affleurement de grosses masses de serpentinites ("protrusions froides" pro parte). La présence de carbonates suppose une origine en partie hydrothermale (voir par. II 3.1); ; l'hydrothermalisme serait lié à des zones de fractures.

Leur répartition quasi générale sur les massifs ophiolitiques indique l'importance d'une crise tectonique distensive qui affecte tout le domaine étudié, avant les dépôts pélagiques du Jurassique supérieur.

Cette analyse aboutit au modèle schématique de la figure III-10.

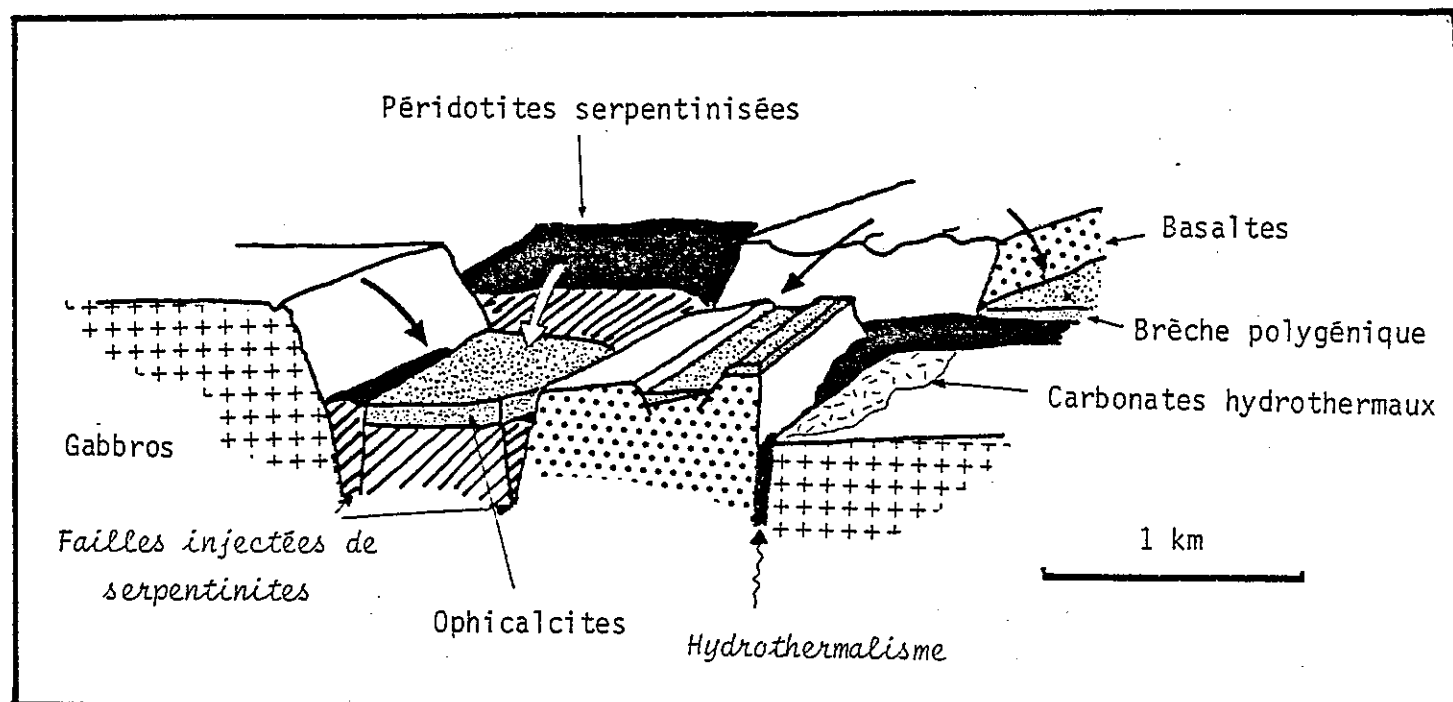


Figure III-10 : Bloc diagramme schématique indiquant les caractères probables du plancher de l'océan téthysien pendant l'"événement ophicalcitique" (Jurassique sup ?).

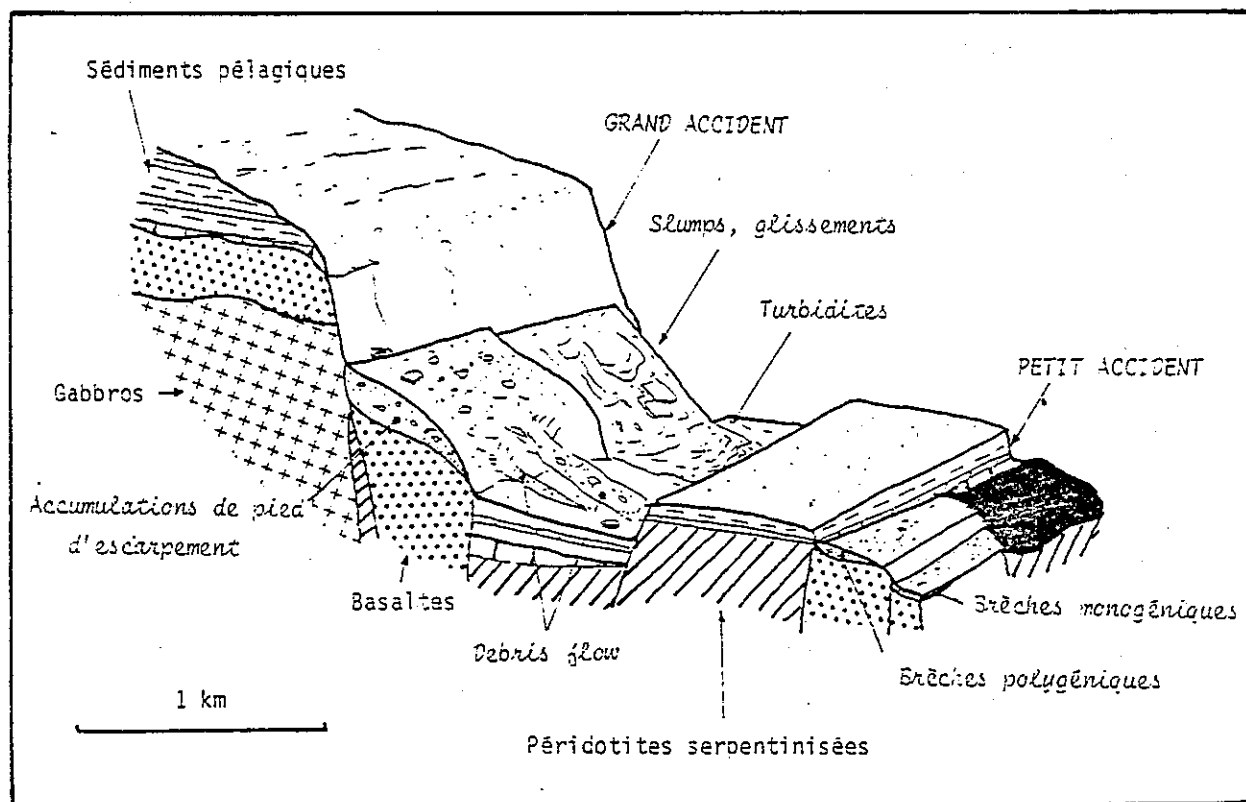


Figure III-11 : Bloc diagramme schématique montrant les caractères de la tectonique et des phénomènes associés, dans l'océan téthysien, au Crétacé inférieur.

4.3.2 - Tectonique intraocéanique, au Crétacé

Depuis longtemps, les auteurs ont décrit des niveaux détritiques dans les sédiments superposés à la succession radiolarites-calcaires marmoréens (Jurassique supérieur).

Les études des fonds océaniques actuels, et notamment, les plongées en submersible, ont permis de comparer des niveaux détritiques issus de l'érosion d'escarpements actuels, avec les termes détritiques des unités ligures (par. 3.4).

Le massif occidental de Chabrière montre un de ces accidents (par. II-4.2.1). Des variations latérales dans certaines unités, suggèrent l'existence de nombreux autres accidents (par. 4.1.1b; II -3.4, II-4.4,...).

Les précisions lithostratigraphiques et sédimentologiques sur les niveaux détritiques associés aux sédiments du Crétacé (par. 3), permettent de confirmer les caractères de la tectonique intraocéanique au Crétacé:

- les accidents mettent à l'affleurement des massifs ophiolitiques divers et des sédiments du Jurassique supérieur

- les accidents sont d'importance variable. Ainsi, les failles du massif occidental de Chabrière (rejet décamétrique) sont trop petites pour alimenter le détritisme qui les cache.

- certains accidents sont dûs au rejeu en faille normale d'accidents intraophiolitiques d'âge Jurassique moyen-supérieur (?) qui, au Crétacé ne donnent pas lieu à une remontée de serpentinites.

- les failles créent de multiples escarpements sur tout le domaine étudié, pendant le Crétacé inférieur. Elles semblent déterminer, comme au sein des ophiolites, des blocs indépendants qui ont une histoire détritique et même sédimentaire indépendante. En effet, aucun épisode détritique généralisé n'a été mis en évidence. Les variations latérales de succession, fréquentes au sein d'une même unité, confirment l'aspect morcelé que devait présenter le fond de l'océan ligure, au Crétacé inférieur et la taille modeste (kilométrique) des blocs ainsi délimités.

Par contre, si l'on considère les reconstitutions des auteurs (La Taillante: LEMOINE & TRICART, 1979; Rocca Bianca: LAGABRIELLE, 1982; Alpes occidentales: LAGABRIELLE & al. 1984), on note un épisode quasi généralisé au sommet des calcaires du Malm, dans les unités ligures des Alpes occidentales. Cet épisode est caractérisé par des niveaux de brèches chaotiques d'origine ophiolitique souvent avec une forte proportion de serpentinites.

Les deux accidents "datés" de la fin du Malm (?) de l'unité de Chabrière (accident du Couloir et accident de l'Autaret) correspondraient à cet épisode, mais n'alimenteraient pas, ici, un détritisme très important. Il en est de même dans la grande majorité des unités de Haute Ubaye.

5 -Chronologie téthysienne dans les Unités de Haute Ubaye

Les études menées depuis plus de 20 ans dans les unités des "Schistes lustrés" des Alpes occidentales, ont permis d'appréhender l'histoire océanique de la Téthys ligure (voir LEMOINE, 1961 à 1986; TRICART et LEMOINE ; LAGABRIELLE; CABY; SABY). Les auteurs ont ainsi mis en évidence une chronologie des phénomènes océaniques dont sont issues les unités ligures.

Les études lithostratigraphique, paléotectonique et paléogéographique menées en Haute Ubaye, aboutissent à des résultats qui confirment et précisent les hypothèses précédentes.

La figure III-12 montre ces résultats.

La chronologie des événements, peut être résumée comme suit:

(1) mise en place des massifs basiques dans les péridotites, sous une croûte continentale amincie (LEMOINE & al., 1986a; SABY, 1986): c'est la première phase magmatique (JURASSIQUE MOYEN ?).

(2) remontée (par des modalités encore discutées: LEMOINE & al., 1986a) et mise à l'affleurement des péridotites et des massifs basiques associés (foliation des gabbros: LEMOINE, 1980).

(3) tectonique intraophiolitique découpant le socle océanique en blocs indépendants. Simultanément se produisent des phénomènes hydrothermaux (associés à la tectonique?; BERNOUILLY & WEISSERT, 1985; TRICART & LEMOINE, 1983).

Ainsi, se déposent des brèches chaotiques polygéniques à matériel basique et ultrabasique et matrice carbonatée: c'est l'"épisode ophicalcitique".

Des coulées de basaltes en coussins se mettent en place, localement, sur l'ensemble.

Le fond océanique montre alors (JURASSIQUE SUPERIEUR) une juxtaposition de blocs du socle océanique de nature variée surmontés, dans les dépressions, par des brèches à matrice carbonatée et par des basaltes.

(4) dépôt des sédiments du Jurassique supérieur : radiolarites, en partie resédimentées (dans des dépressions ?) et calcaires clairs (turbiditiques).

Le domaine, alors vraisemblablement sous la CCD, est très stable tectoniquement (aucun détritisme important ne se manifeste et le dépôt des calcaires est quasi-ubiquiste).

(5) crise tectonique "post-Malm" : Fonctionnement de failles normales injectées de serpentinite; détritisme chaotique à forte proportion de matériel ultrabasique (localement absent).

(5) - jeu ou rejeu de failles antérieures découpant le fond océanique en une mosaïque de blocs indépendants

- dépôts sédimentaires dont la nature variable est due à l'existence de conditions différentes selon les blocs: alternances marno-calcaires à une profondeur proche de la CCD (Formation de la Replatte); marnes (Formation des Toillies) ou formation dissociée issues du remaniement des alternances par les secousses tectoniques.

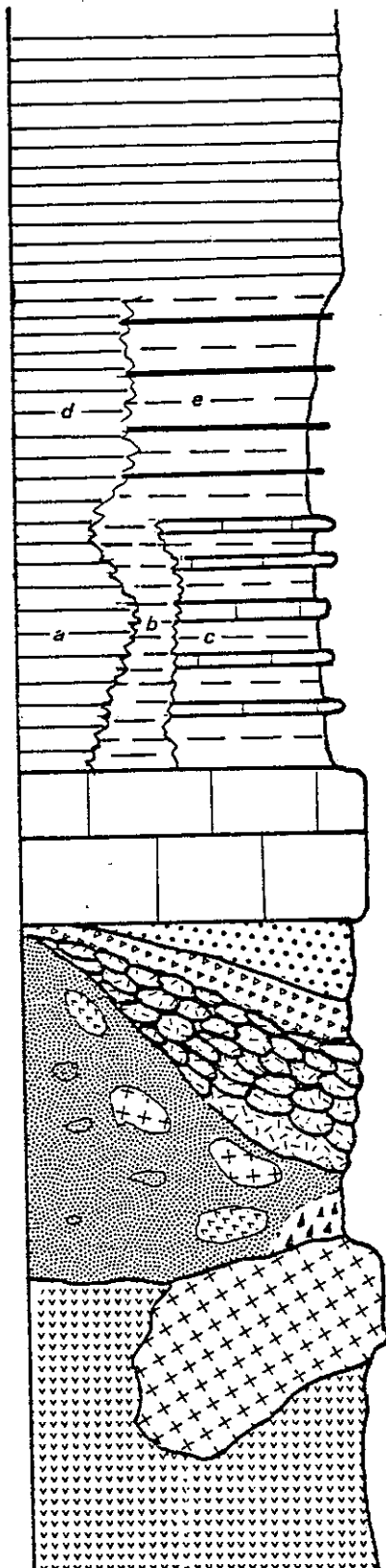
- épandages locaux mais fréquents de matériaux détritiques basiques et ultrabasiques plus ou moins grossiers, issus d'escarpements d'origine tectonique.

(CRETACE INFÉRIEUR ?)

(7) - poursuite de la tectonique intraocéanique mais phénomènes vraisemblablement moins importants.

- domaine couvrant une grande variété de profondeurs: sédimentation au dessus (marnes: Formation de Malacoste), à proximité, ou au-dessous (boues siliceuses et argiles: Formation de Roche Noire) de la CCD

(CRETACE MOYEN à SUPÉRIEUR ?)

FORMATION	CCD	SEDIMENTS
	<div>+</div> <div>-</div> <div>d</div> <div>e</div> <div>a</div> <div>b</div> <div>c</div> <div>?</div> <div>?</div>	Marnes +/- siliceuses = autochtone ? ou turbidites ? Alternances argiles - grès = autochtone ? ou détritique ? Alternances argiles - calcaires siliceux = autochtone ? Calcaire = turbidites ? Alternances Silt - Quartzite =turbidites ? ? Brèches polygéniques (serpentinities essentiellement) Gabbros Serpentinities
Formation de Malacoste (d)		
Formation de Roche Noire (e)		
Formation de la Replatte (c)		
Calcaires marmoréens		
Radiolarites		
Brèches éclatement		
Basaltes		
Brèches, OC2 Ophicalcites OC1		
Gabbros		
Serpentinities		

- a - Formation des Toillies
- b - Formation de Rubren
- c - Formation de la Replatte
- d - Formation de Malacoste
- e - Formation de Roche Noire

DETRITISME	TECTONIQUE	EQUIVALENTS (Remarques)	AGE
		Formation de Malrif (Queyras)	Crétacé sup.?
FIN et FREQUENT	DISTENSIVE Mosaïque de blocs kilométriques	Formation d'Abriès (Queyras) = "Black shales"	Crétacé "moy."
GROSSIER ou FIN et ABONDANT	Escarpements ophiolitiques	Argile a Palombini (Apennin)	Crétacé inf.
PEU IMPORTANT	FAIBLE	Calcarì a calpionelle (Apennin)	Malm
			Oxford. Kimmer.
GROSSIER et ABONDANT	DISTENSIVE ou TRANSFORMANTE? Blocs kilométriques et fracture injectée de serpentinites	MAGMATISME 2 "évènement ophicalcitique"	Jurass. moyen ? inf?
		MAGMATISME 1 (avant la mise à nu des peridotites)	
	(Remontée du manteau sup. ?)		

Figure III-12 : Tableau récapitulatif de l'étude stratigraphique, sédimentologique et stratigraphique des séries de Haute Ubaye. Corrélation avec d'autres régions.

CHAPITRE IV

Le Complexe de la Cula Une série à détritisme "mixte"

- 1 - Introduction
- 2 - Analyse lithostratigraphique. Recherche d'une succession type pour le Complexe de la Cula.
- 3 - Interprétation stratigraphique de la succession type:
La série de la Cula.

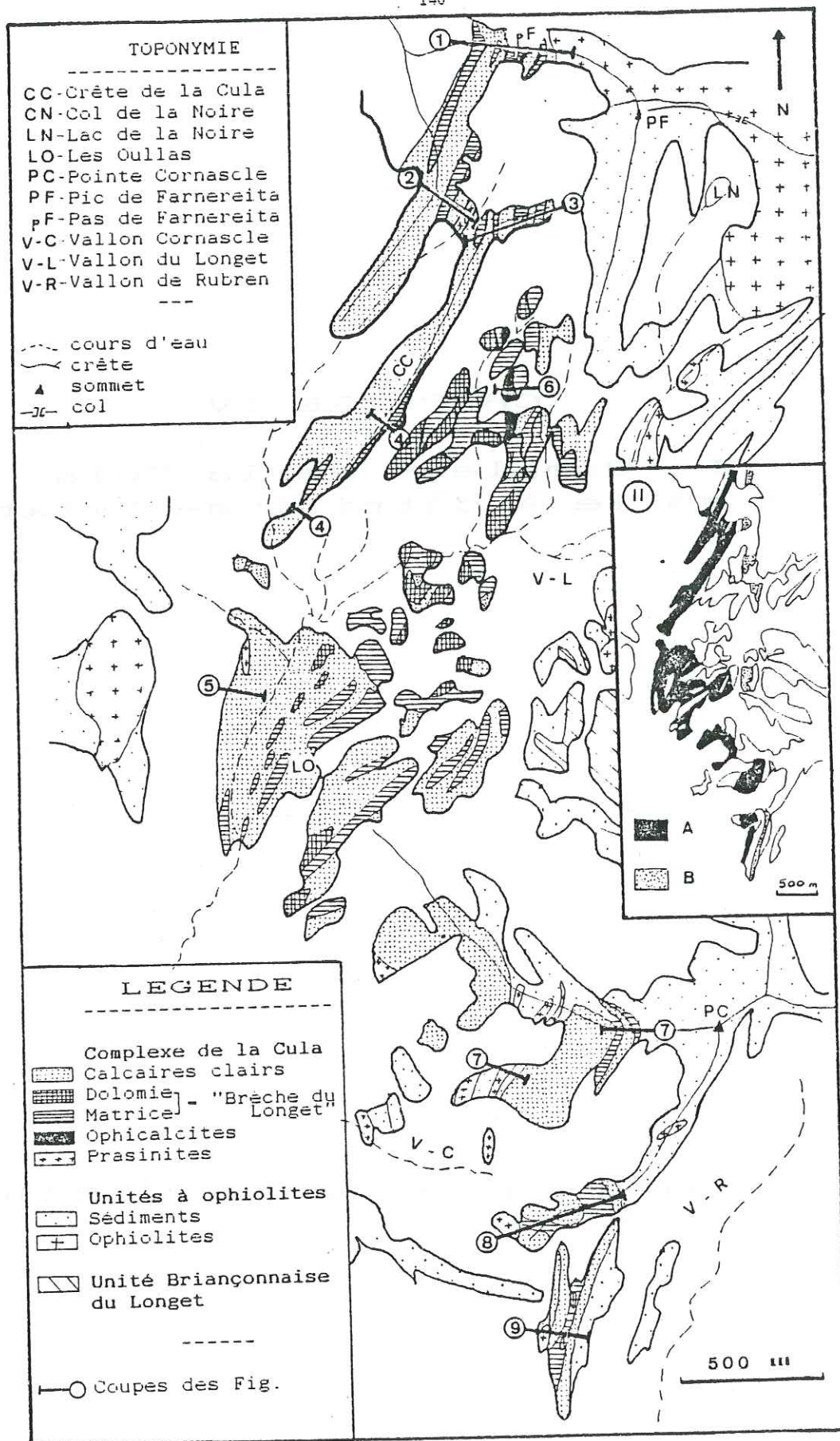


Figure IV-1 : (I) Carte d'affleurements du Complexe de la Cula.
 (II) Localisation du faisceau de la Cula (A)
 du faisceau calcaire oriental (B)

1 - Introduction

Certains termes lithostratigraphiques ne peuvent prendre place dans des successions de type ligure comme nous venons d'en décrire plusieurs exemples.

A l'Ouest du col du Longet, sur les deux rives de l'Ubaye, affleure un complexe sédimentaire bien visible dans le paysage car il contient des masses décamétriques de dolomie jaune-rouille.

Ce complexe déjà décrit par LEMOINE (1957, 1967) et LEBLANC (1962), comporte plusieurs termes lithologiques dont l'agencement stratigraphique (succession, polarité, âge) n'a pu être précisé jusqu'ici.

Il s'étend sur environs 10 km², depuis le Pas de la Farneirêta, au Nord, jusqu'au haut Vallon de Rubren, au Sud (Fig.IV-1). En suivant la crête de la Cula, il traverse l'Ubaye et passe sur le flanc sud des crêtes occidentales de Cornascle, jusque dans le haut Vallon de Cornascle.

Ce complexe que nous nommerons **Complexe de la Cula**, est intercalé entre des ensembles déjà définis:

* à l'Est, un ensemble comportant:

- les calcaires et calcschistes de l'Unité Cornascle-Tête des Toillies (Pic de la Farneirêta, Arêtes de Cornascle, vallon de Rubren);
- les micaschistes et calcaires de la bande briançonnaise d'Acceglio-Longet (Vallon de l'Ubaye).

* à l'Ouest, un ensemble constitué par:

- les calcschistes de la Tête du Longet, au Nord;
- les calcschistes associés à l'Unité de la Gavie (Formation de Malacoste) et à l'Unité de Roche Noire.

La nature des contacts entre ces ensembles et le Complexe de la Cula sera discutée plus loin (par.2.4,c).

2 - Analyse lithostratigraphique. Recherche d'une succession type pour le Complexe de la Cula.

2.1 - Problèmes rencontrés.

Les problèmes rencontrés pour établir une succession stratigraphique dans le Complexe de la Cula ont été nombreux:

- **mode d'affleurement:** Comme dans toute la région étudiée, la couverture quaternaire (éboulis, placages plus ou moins soliflués) couvre une grande partie de la surface; ainsi, les affleurements, exceptées certaines bandes de calcaires, sont ponctuels, isolés et difficiles à raccorder entre eux.

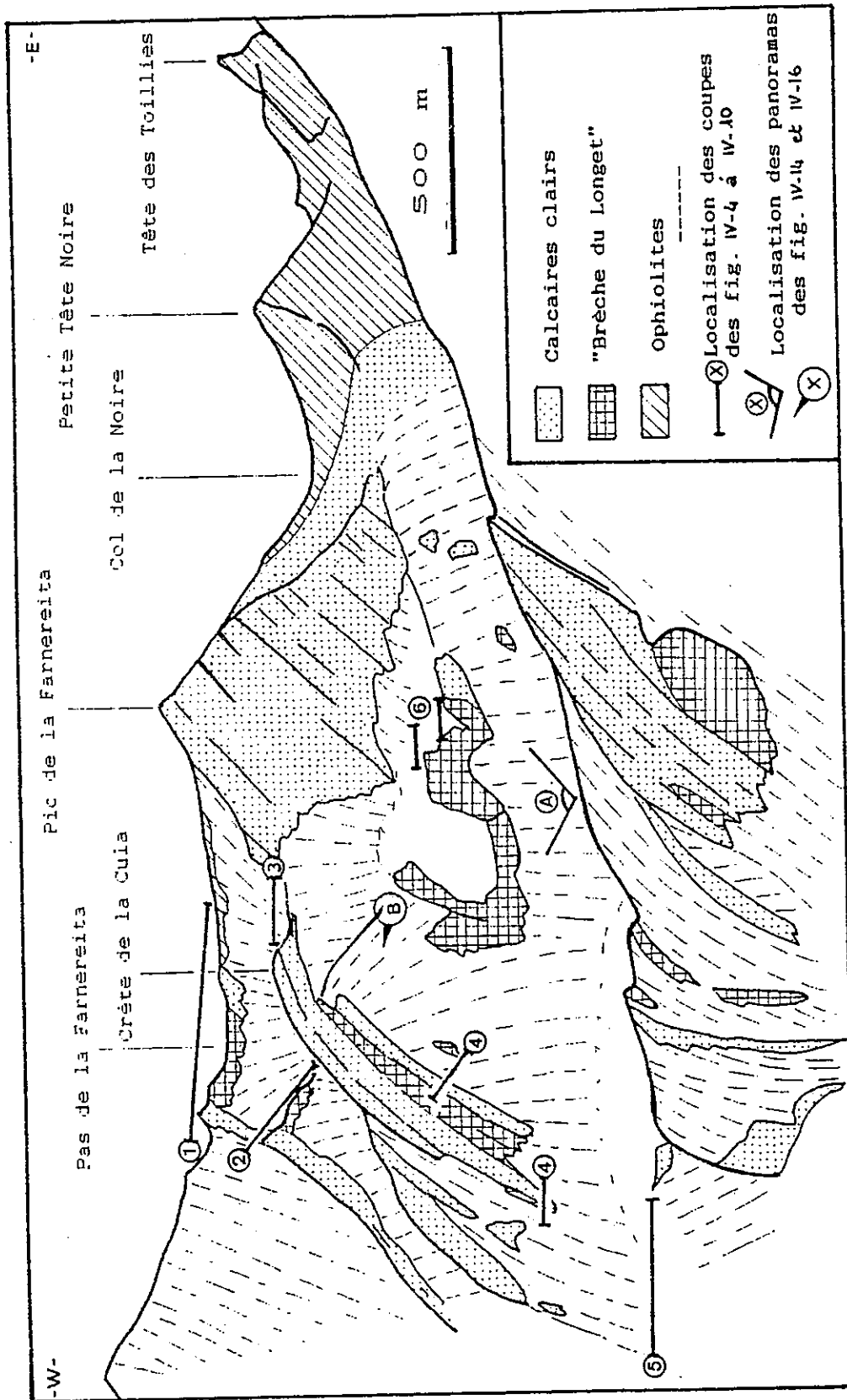


Figure IV-3 : Panorama du vallon du Longet (d'ap. photographie).

- **complexité tectonique:** Les trois phases de plissement synschisteuses mises en évidence (chap.V) affectent l'ensemble du Complexe de la Cula . Les redoublements tectoniques sont nombreux et particulièrement difficiles à distinguer des alternances litho-stratigraphiques. Les contacts tectoniques (failles, chevauchements), ne peuvent que rarement être observables, même s'il s'agit de contacts majeurs entre le Complexe de la Cula et une unité déjà définie.

- **absence de substratum:** Contrairement aux complexes qui comportent des reliques, soit d'un "socle continental siliceux" (micaschistes, quartzites permotriasiques), soit d'un "socle océanique" (ophiolites), le Complexe de la Cula est complètement décollé de son substratum.

De même, excepté les calcaires clairs (cf. par.2.2.), aucun terme repère dans les unités piémontaises (radiolarites, formation de la Replatte, black-shales du Crétacé moyen, dolomies du trias...) n'a été reconnu.

- **absence de critères de polarité:** les déformations symmétamorphiques alpines ont oblitéré les figures sédimentaires (granuloclasement, figures de base de banc,...) qui auraient pu permettre la définition de la polarité de l'ensemble.

D'ailleurs, même s'ils existaient encore, leur fiabilité serait faible, vu l'importance des plissements alpins (voir remarque dans DUMONT, 1982, p.190, à propos d'une unité moins affectée par la tectonique alpine)

2.2 - Méthode employée

Le seul niveau repère existant dans le complexe de la Cula est une bande plus ou moins continue de calcaires marmoréens clairs (A, fig.IV-1, II): le Faisceau de la Cula

Nous avons été amenés à considérer que ces calcaires en bancs, zonés ou non, correspondaient tous au même terme.

Ils ont un faciès comparable à celui des calcaires du Malm des unités Ligures de type Chabrière, ou de l'Unité ultrabriançonnaise qui affleure au col du Longet (unité du Pelvo d'Elva: MICHARD, 1982). Néanmoins, nous verrons qu'ils pourraient correspondre à d'autres termes mésozoïques (voir par.3.3).

Nous avons vu que ces calcaires marmoréens clairs, dans les unités Ligures étaient souvent repliés sur eux-mêmes, une barre de calcaires correspondant aux deux flancs d'un même pli. Ainsi, de part et d'autre de certaines barres de calcaires, la même série présente des polarités opposées. De plus, les variations latérales de faciès sont fréquentes dans le domaine étudié (passage latéral d'alternances schistes-calcaires à des calcschistes, disparition latérale de certains termes, ...), ce qui ne permet pas de reconnaître la symétrie des structures.

Ainsi, lorsqu'on décrit une coupe contenant des calcaires clairs, il est très difficile de trancher entre deux hypothèses (fig.IV-2):

(1) on observe une succession continue contenant un terme calcaire (polarité unique).

(2) on observe deux flancs d'un même pli à coeur calcaire; la série, de part et d'autre du plan axial est la même. La différence éventuelle de lithologie de part et d'autre des calcaires clairs est due à une variation latérale de faciès.

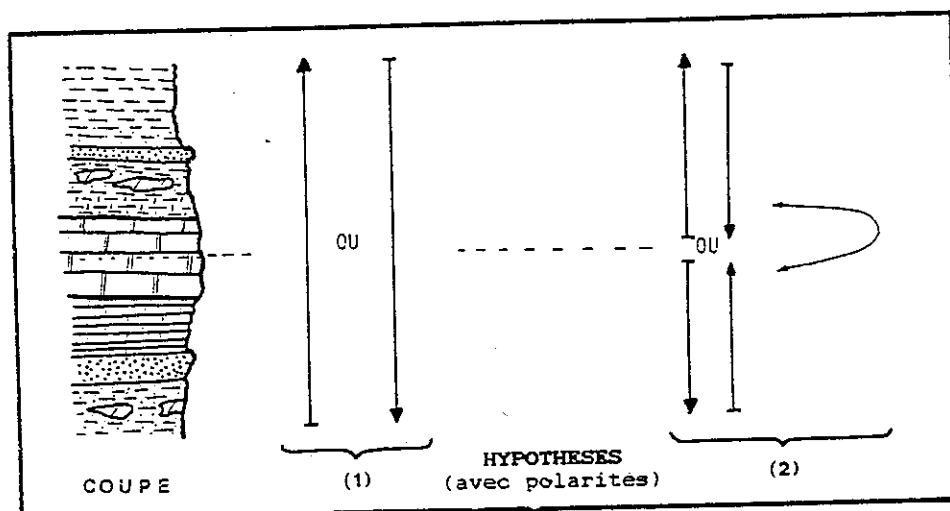


Figure IV-2: Hypothèses sur la polarité d'une coupe contenant des calcaires clairs

Nous nous sommes donc attachés à lever le plus grand nombre de coupes possible dans ce complexe. Chacune de ces coupes contient des calcaires clairs et des dolomies jaunes en blocs (ou les termes lithologiques auxquels elles sont associées).

De plus, nous avons tenté de suivre, chaque fois que cela était possible, le faisceau calcaire de la Cula (A, fig.IV-1, II).

Nous avons essayé de reconnaître les structures et donc, sur chaque coupe, de faire la part des redoublements dus à la tectonique.

Par la suite, nous avons dressé des colonnes lithostratigraphiques pour chacune de ces coupes.

Nous les comparerons, pour définir une succession stratigraphique, ses limites et ses relations avec les séries déjà définies.

Des critères possibles de polarité seront envisagés (répartition de la taille et de la nature des éléments de la brèche, relations et position par rapport aux séries déjà connues, ...).

2.3 - Lithostratigraphie du Complexe de la Cula.

Le faisceau repère de calcaires clairs (Faisceau de la Cula) est visible sur toutes les coupes. Son tracé est reconstitué sur la figure IV-1, II.

Cartographiquement, il semble que ce faisceau soit au contact:

- à l'Ouest, avec un ensemble calcschisteux qui peut contenir des prasinites,
- à l'Est, avec un important complexe nommé "brèche du Longet" (LEMOINE, 1957). Ce complexe est lui-même limité localement, à l'Est, par des calcaires marmoréens clairs (fig. IV-1, II, B).

La succession, d'Ouest en Est - calcschistes avec prasinites; calcaires marmoréens clairs; " brèche du Longet "; calcaires marmoréens clairs - apparait clairement sur la carte et suivant les coupes. Celles-ci sont localisées sur les figures IV-1 et IV-3, et représentées sur les figures IV-4 à VI-13.

Les termes lithologiques observés sont variés et présents dans des positions diverses sur toutes les coupes. Nous décrirons donc successivement, le faciès du faisceau de la Cula, de la Formation bréchique du Longet et des termes qui leur sont associés.

2.3.1 - Lithologie des calcaires du faisceau repère et des termes à son contact.

Plusieurs niveaux de calcaires marmoréens apparaissent sur certaines coupes (figs. IV-5, IV-6). Dans tous les cas, cette succession de barres parallèles est due à des redoublements tectoniques.

Les calcaires ont un faciès variable. Sur la coupe de la crête de la Cula (fig. IV-8), ils se présentent en bancs de quelques décimètres à quelques mètres. Localement, ils passent à des marbres en plaquettes parallèles à la schistosité principale. Généralement, ces calcaires ont une patine gris-beige à rousse. Ils ont un faciès gréseux et sont clairs en cassure. Ils contiennent une importante proportion de silice en grains dispersés. Très souvent, ils sont zônés: de minces lits siliceux (millimétriques à centimétriques), à patine jaune-rousse, apparaissent en relief sur la tranche des bancs.

Par places, notamment à la base SW de la crête de la Cula, on observe des calcaires marmoréens très clairs, purs (pas ou peu d'éléments siliceux), qui ont un faciès identique à celui typiquement attribué au Malm dans les unités Briançonnaises.

Bien que le faciès gréseux soit le plus fréquent, on observe tous les intermédiaires entre le faciès marbre très clair et le faciès marbre roux très gréseux.

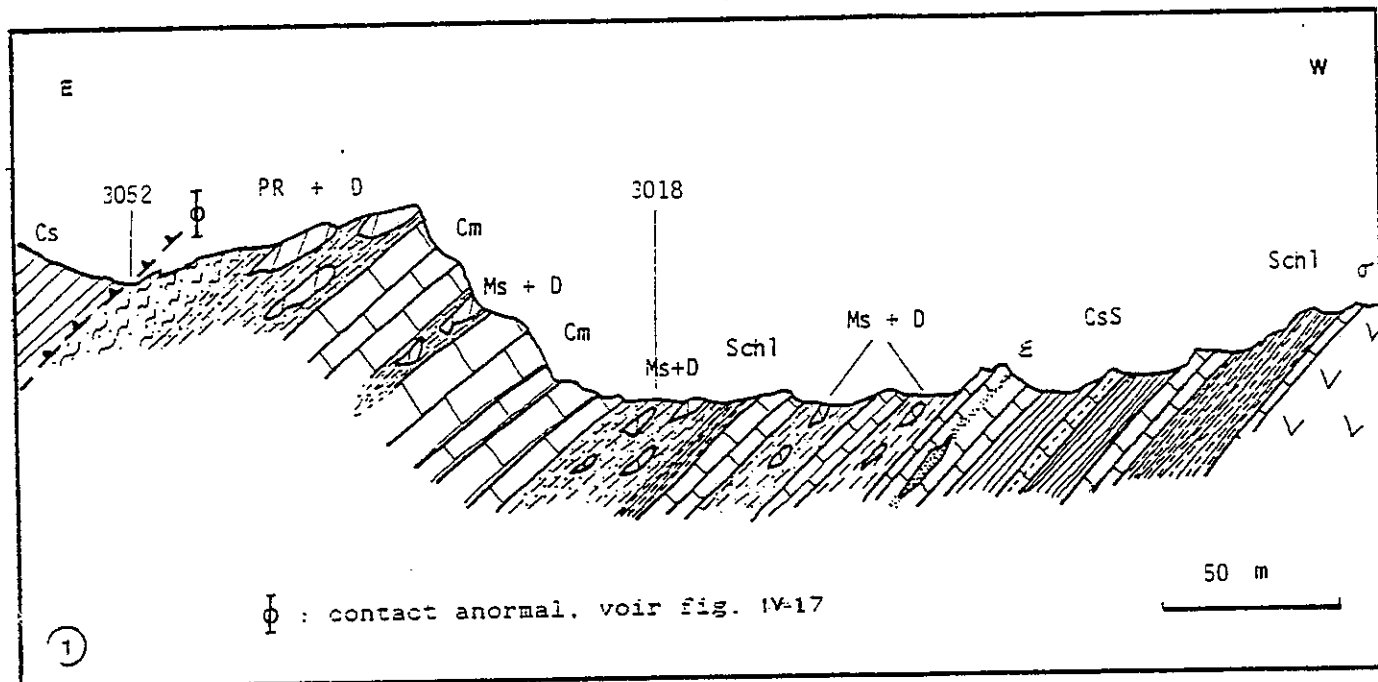


Figure IV-4: Coupe du Pas de la Farnereita, localisée fig.IV-1 et fig.IV-3.

LEGENDE DES COUPES (1) A (12)

Cmc		Calcaires marmoréens clairs
Cmz		" " zônés
Cs		Calcoschistes indifférenciés
CsS		" siliceux sombres
Schl		Schistes chloriteux
Ms		Micaschistes chloriteux et siliceux
D		Dolomie
PR		"Permien reconstitué"
Qz		Quartzites
		Frasinities
Oc		Ophicalcites
		Serpentinities

Figure IV-5: Légende des coupes des figures IV-4 à IV-13.

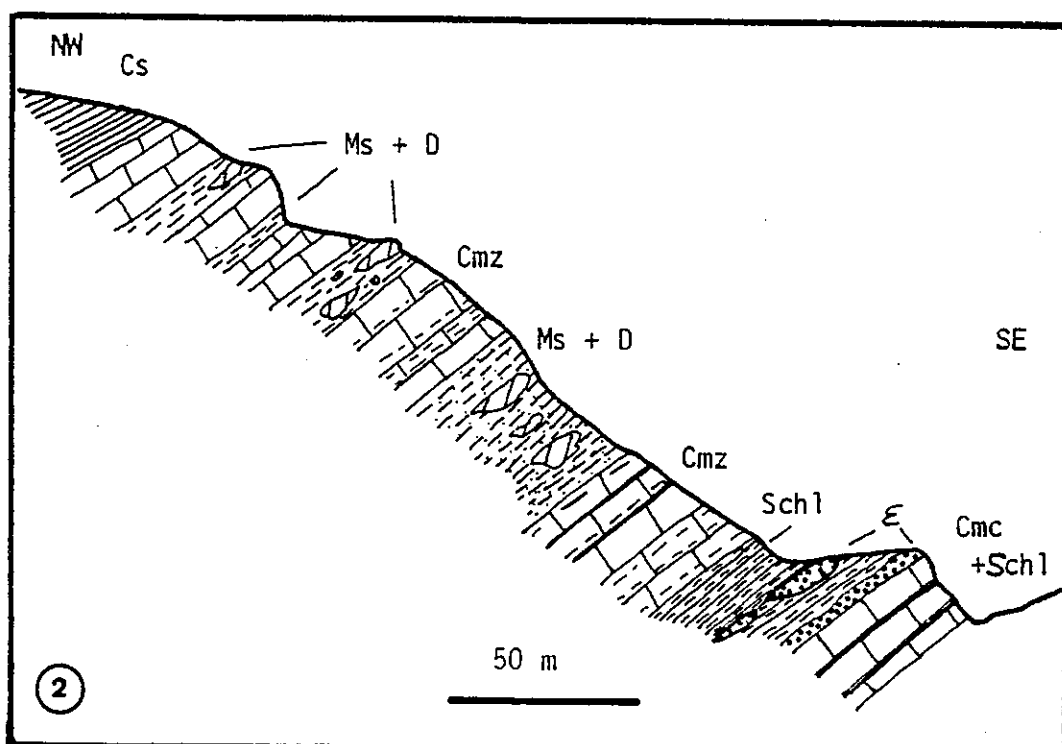


Figure IV-6 : Coupe au NW de la Cula, localisée fig.IV-1.

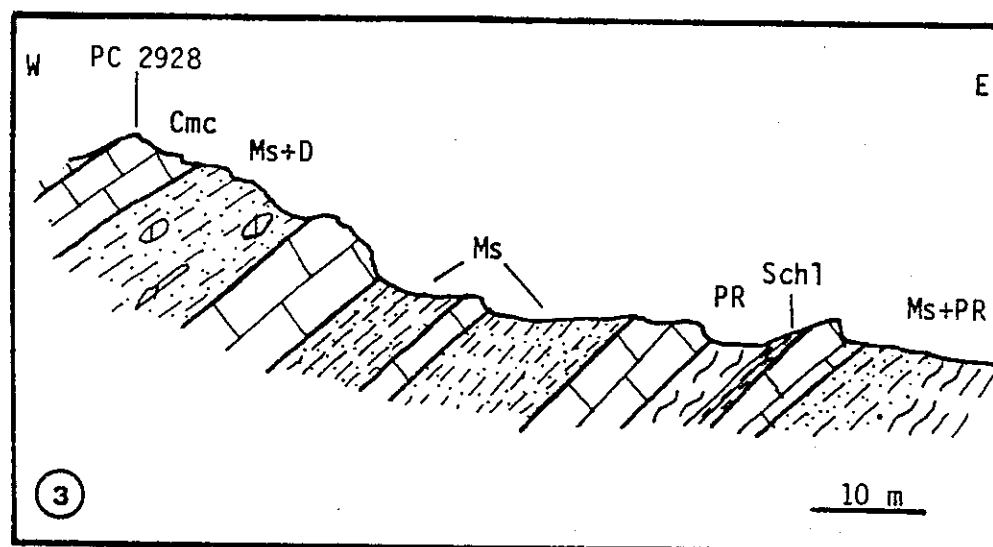


Figure IV-7 : Coupe au NE de la Cula, localisée figs.IV-1 et IV-3.

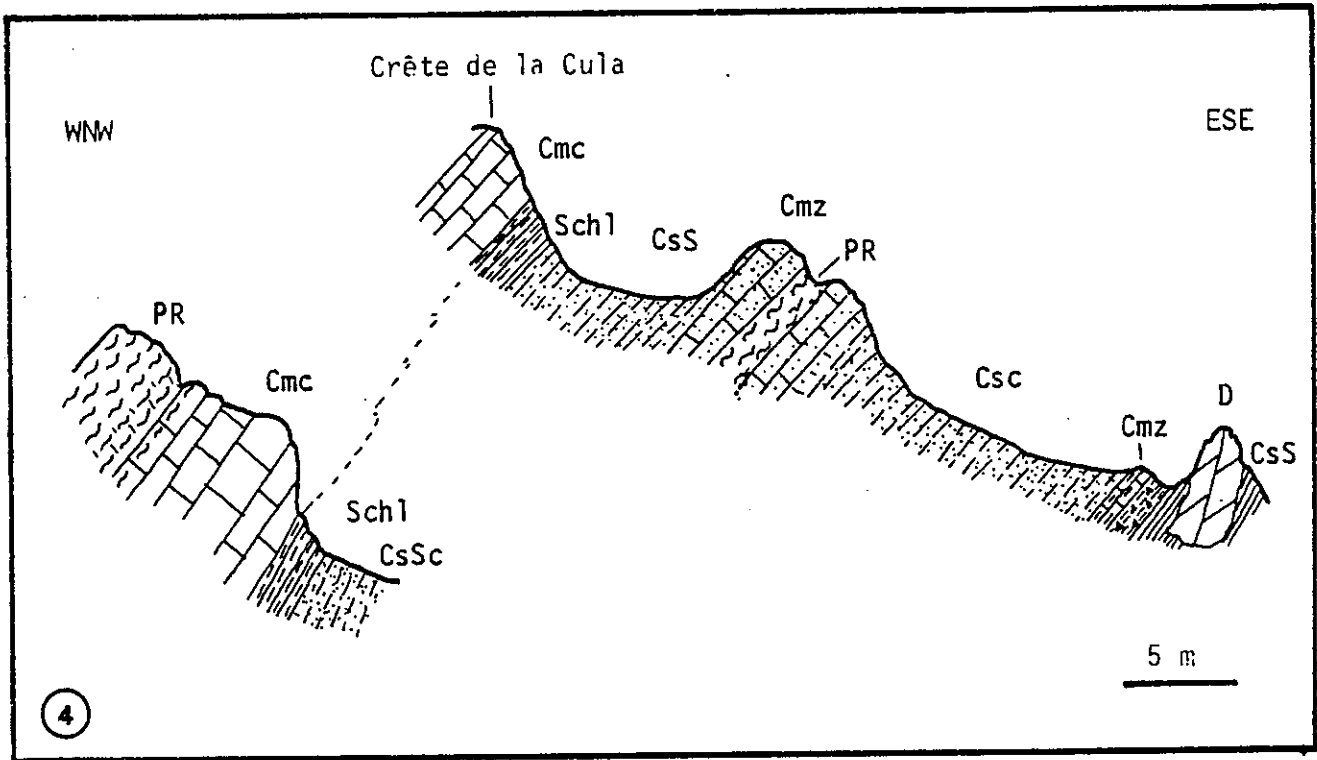


Figure IV-8 : Coupe au Sud de la Crête de la Cula,
localisée Figs.IV-1 et IV-3.

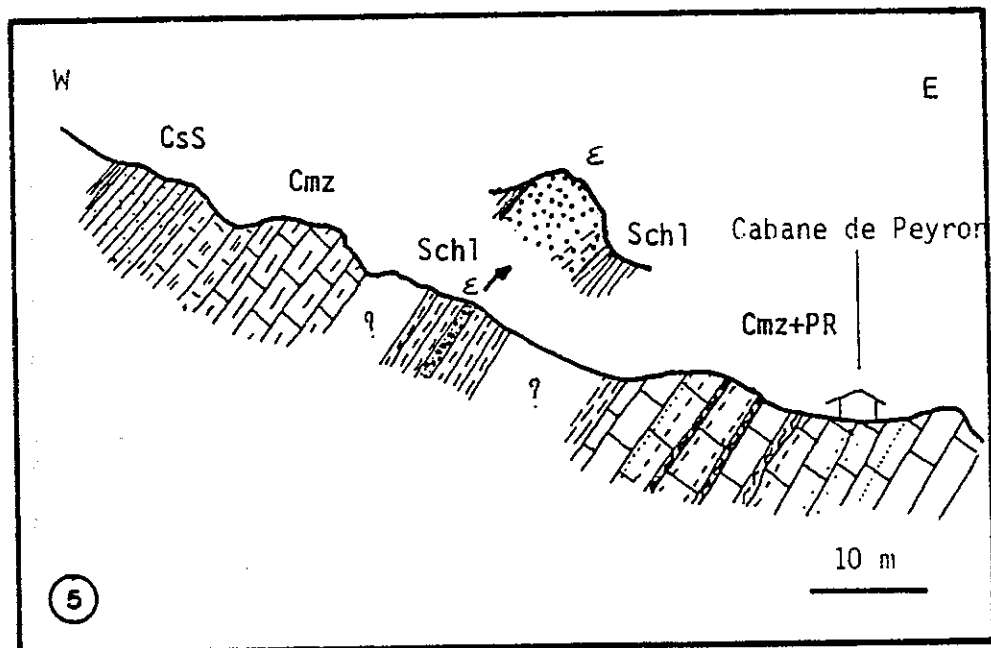


Figure IV-9 : Coupe du Peyron, localisée Fig.IV-1,IV-3.

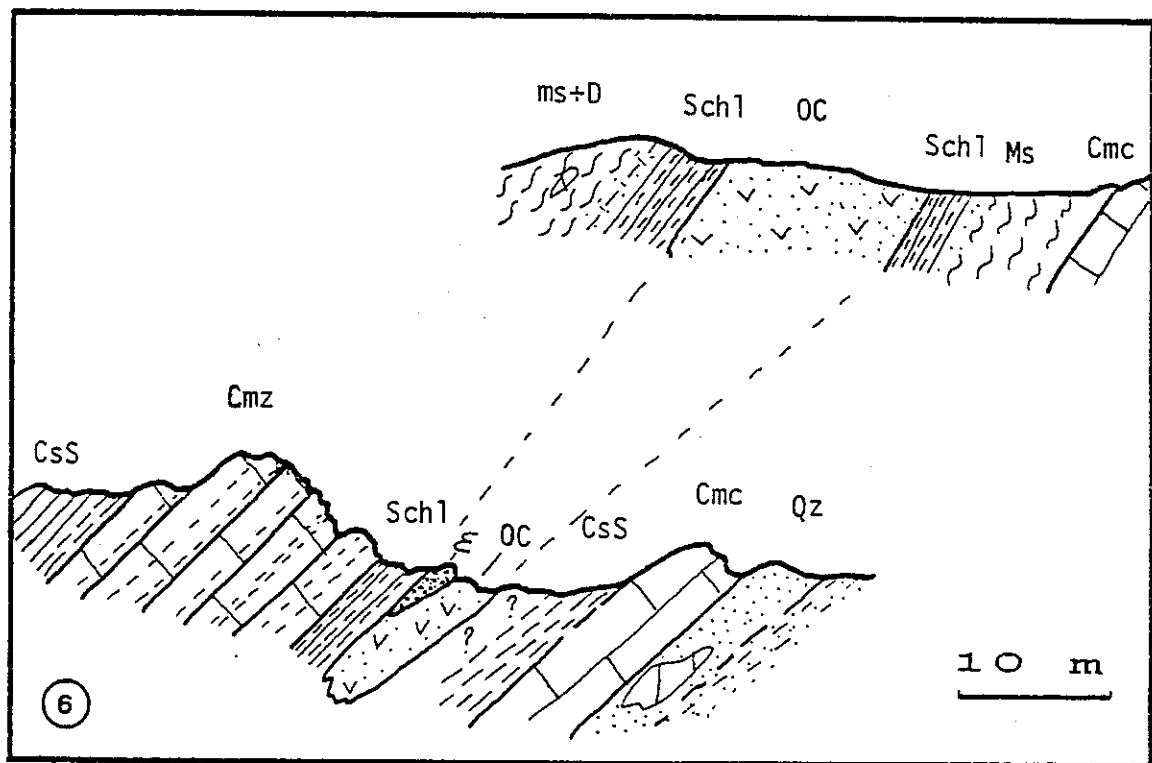


Figure IV-10 : Coupe au Nord du vallon du Longet,
localisée figs. IV-1 et IV-3.

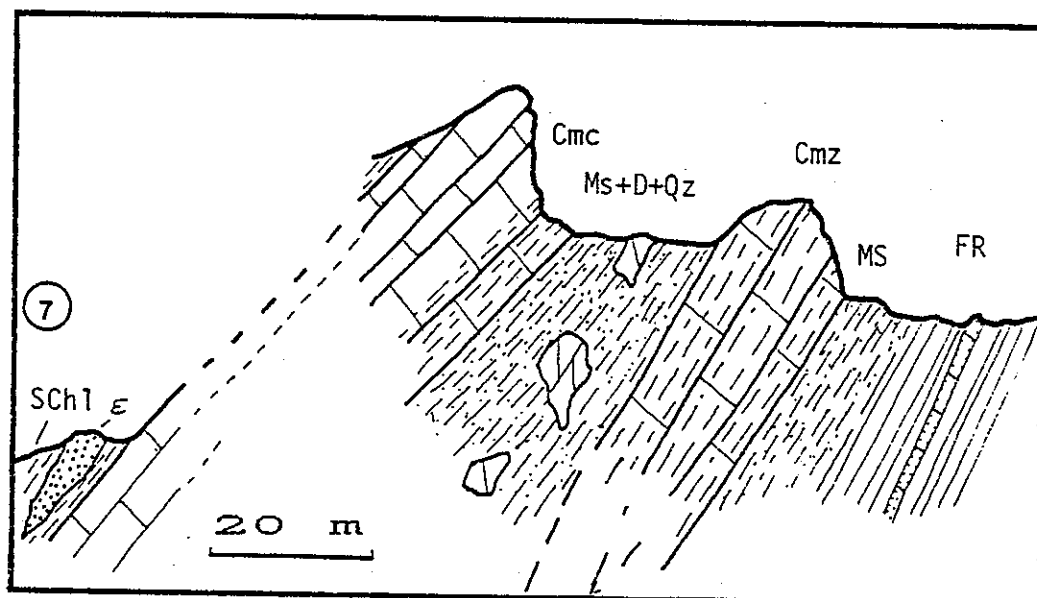


Figure IV-11 : Coupe sur les arêtes à l'W du Pic de Cornasclé,
localisée fig. IV-1 (FR : Formation de la Replatte).

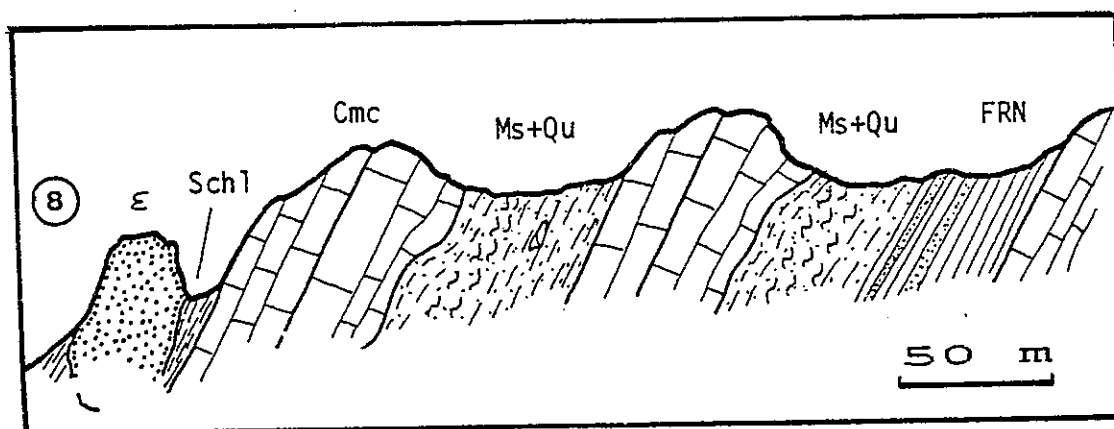


Figure IV-12 : Coupe du haut-vallon de Cornasclé, localisée fig.IV-1 (FRN : Formation de Roche Noire).

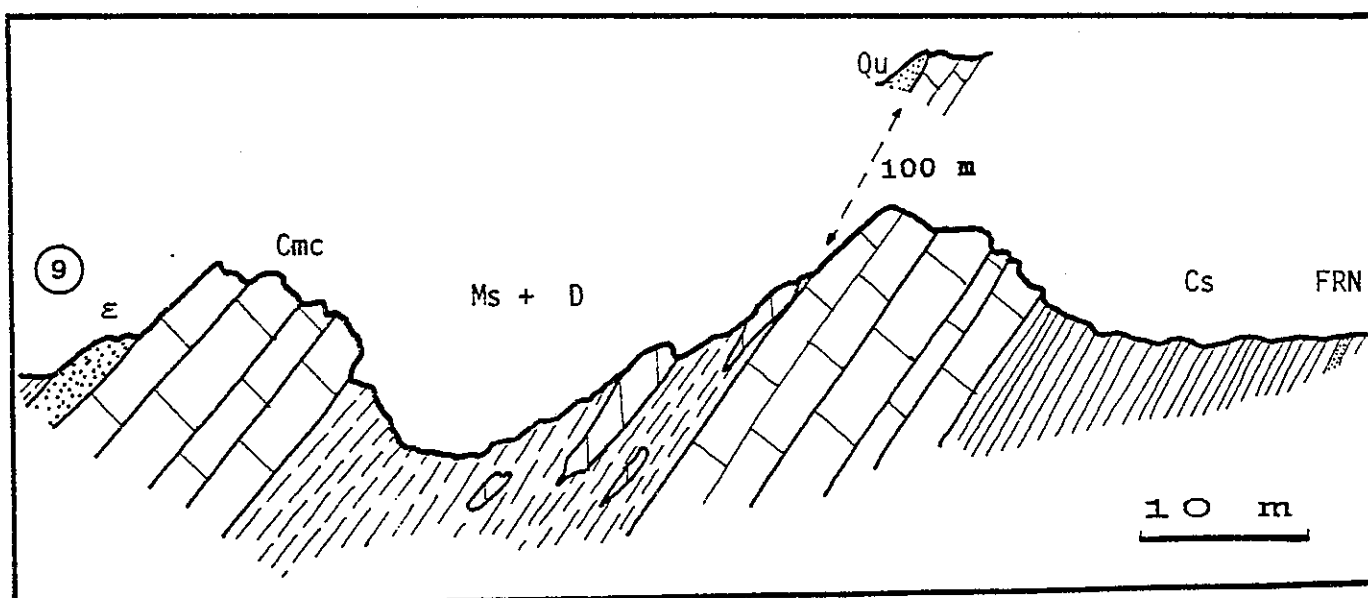


Figure IV-13 : Coupe dans le haut-vallon de Rubren, localisée fig.IV-1 (FRN : Formation de Roche Noire).

En contact stratigraphique avec ces calcaires marmoréens, on observe plusieurs types de faciès:

- des calcschistes chloriteux. La proportion de chlorite augmente progressivement en partant des calcaires clairs. Leur patine est verdâtre et leur cassure claire. Ils permettent, sur de nombreuses coupes, le passage progressif (donc vraisemblablement stratigraphique) entre les calcaires clairs et les micaschistes chlorito-albitiques.

- des calcschistes gréseux roux ou gris-rouille. Le passage entre les calcaires clairs et les calcschistes roux est progressif (donc vraisemblablement stratigraphique). Ces calcschistes passent localement à des schistes sombres, siliceux, et peu carbonatés. Ces schistes peuvent contenir des galets de dolomies (fig.IV-8).

- des micaschistes chlorito-albitiques. Ces micaschistes ont un aspect identique à ceux qui affleurent dans la fenêtre Ultra-briançonnaise du col du Longet, si ce n'est qu'ils contiennent des éléments de taille diverse de matériel carbonaté triasique (cf. par.b2).

M. LEMOINE (1967) a proposé de les nommer, "Permien reconstitué". Nous emploierons cette dénomination dans la suite de ce mémoire.

De plus, dans le vallon du Longet, à proximité de la cabane du Peyron, les calcaires clairs contiennent des passées décimétriques noduleuses (boudinage tectonique ?) de micaschistes chlorito-albitiques.

- des prasinites. On les observe parfois au contact direct avec les calcaires clairs (Pas de la Farneiréta, fig.IV-5). Souvent, des schistes chloriteux à éléments décimétriques à décamétriques de prasinites sont au contact des marbres (Sommet de la Cula, fig.IV-6, Vallon de Cornascle, fig.IV-11).

Ce terme représente un détritisme de matériel basique et/ou ultrabasique.

- des dolomies. Au lieu-dit "Les Oullas", les calcaires clairs sont au contact avec des masses décamétriques de dolomie à patine jaune. Le contact est net, mais le calcaire contient localement des éléments dolomitiques (sur quelques centimètres au contact). Latéralement, ces masses passent à des niveaux micaschisteux riches en carbonates.

Les calcaires du faisceau de la Cula sont donc au contact stratigraphique avec deux types de matériaux détritiques:

- des matériaux d'origine continentale (dolomies et micaschistes).
- des matériaux basiques et ultrabasiques d'origine ophiolitiques probable (prasinites)

Le Complexe de la Cula présente donc un détritisme "mixte"

Vers l'Est, les calcaires sont, soit directement, soit par l'intermédiaire de calcschistes gréseux ou chloriteux, au contact avec la Formation bréchique du Longet.

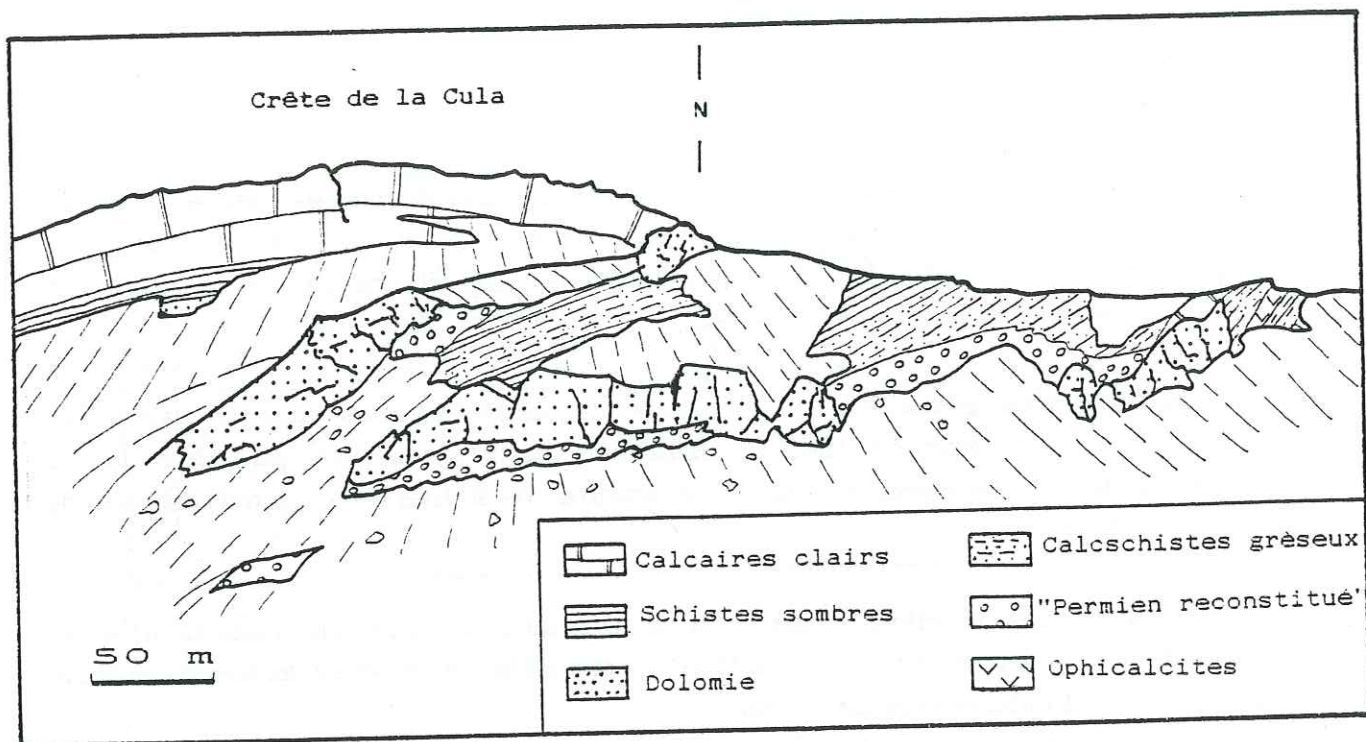


Figure IV-14 : Panorama du Flanc nord du vallon du Longet (d'après photographie). Localisé, Fig. IV-3.

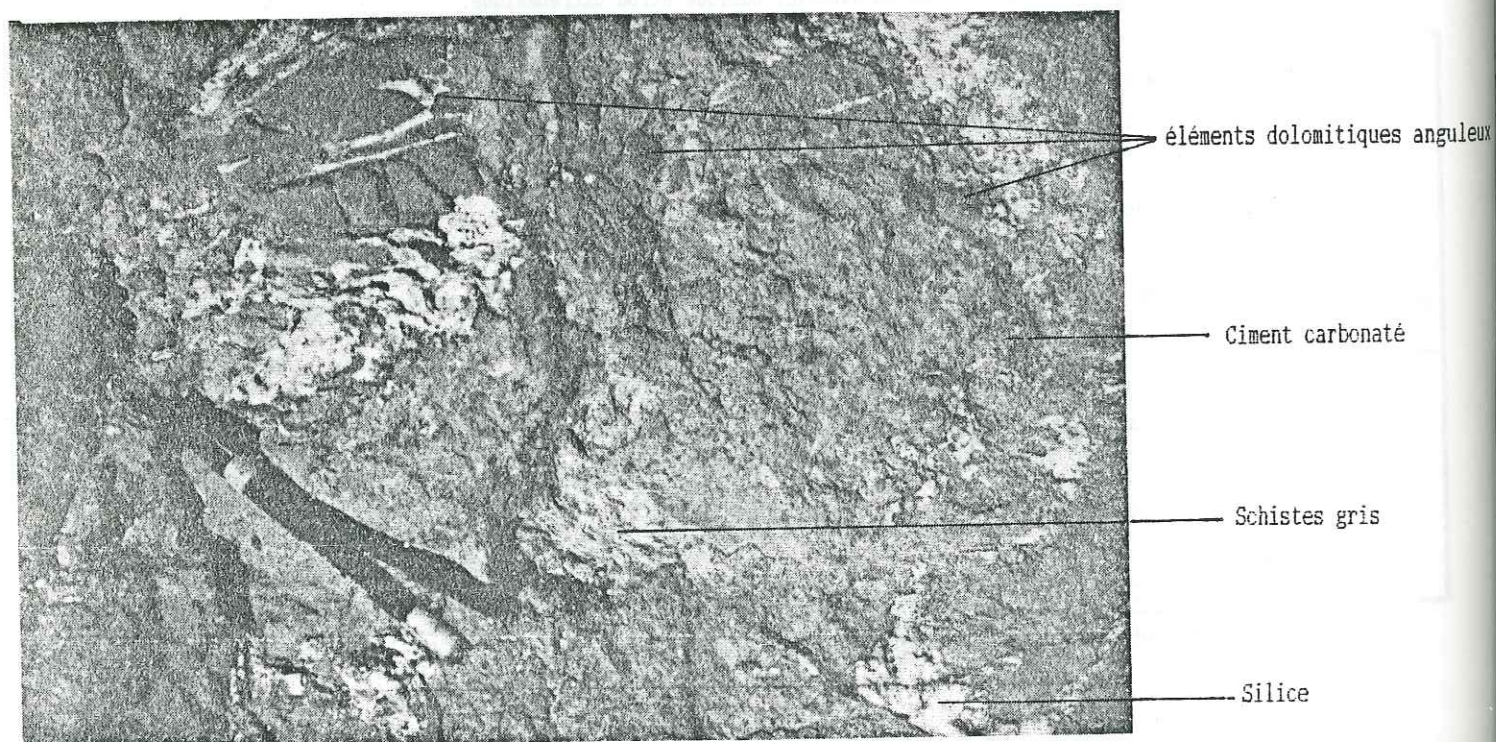


Figure IV-15 : Cliché montrant un olistolite de dolomie bréchique

2.3.2 - La Formation bréchique du Longet

LEMOINE (1957, 1967) et LEBLANC (1962), définissent cette formation comme un assemblage chaotique d'éléments de taille et de nature variable dans une matrice micaschisteuse. Elle est localisée sur la Fig.IV-1.

a - La matrice de la Formation bréchique du Longet

Elle présente une lithologie variable.

- **matrice micaschisteuse:** les micaschistes chlorito-albitiques (Permien reconstitué) sont plus ou moins riches en éléments de quartzites, de dolomies, plus rarement de calcaires. Cette matrice forme est dominante, au centre du vallon du Longet.

- **matrice schisteuse:** localement, les dolomies ou les calcaires (et peut-être les micaschistes, voir par. b2-), sont contenus dans une matrice de schistes sombres, pas ou peu carbonatés, localement très siliceux et très souvent chloriteux. Quelques nodules d'aspect ankéritique (dolomie?, témoins d'un détritisme ophiolitique?) apparaissent dans ces schistes.

- **matrice calcschisteuse:** elle est de teinte rousse, siliceuse et se débite en plaquettes. On observe, localement (fig.VI-16), la présence dans ces calcschistes, de bancs de calcaires de teinte capucin, très siliceux, rappelant les calcaires de la Formation de la Replatte.

Le passage entre ces différents types de matrice est difficile à observer. Par contre, les termes calcschisteux, lorsqu'ils existent sur une coupe, sont généralement au contact des calcaires clairs.

De plus, on observe des passées de micaschistes chlorito-albitiques au sein même des calcaires clairs. A leur contact, les calcaires sont souvent zônés (coupe (5), fig.IV-9).

Enfin, certains termes de la matrice sont, semble-t-il, issus du mélange sédimentaire de niveaux de schistes sombres et de micaschistes chlorito-albitiques. On observe alors, des schistes sombres, chloriteux, très siliceux qui passent localement à un faciès typique du "Permien reconstitué" (coupe (8), fig.IV-12).

b - Les éléments de la brèche du Longet.

La Formation bréchique du Longet est remarquable par le fait qu'elle contient des éléments détritiques provenant de deux sources différentes:

- des éléments d'origine continentale à affinité briançonnaise (dolomies, calcaires, quartzites, micaschistes)
- des éléments ophiolitiques basiques et ultrabasiques dont l'origine sera discutée plus loin (ophicalcites et chloritites).

Elle est donc le témoin privilégié d'un détritisme mixte.

* Les dolomies

Elles sont bien visibles à l'affleurement, grâce à leur patine jaune à brun-roux. Les éléments sont de taille très diverse: du sable millimétrique, à des blocs décimétriques jusqu'à hectométriques. Ils sont généralement arrondis, à l'exception des plus gros. Les blocs de dimension cartographique sont toujours allongés et plus ou moins tabulaires (fig.IV-14).

Les éléments à patine jaunâtre (vallon du Longet) sont gris en cassure. Ils rappellent fortement les faciès des dolomies du Trias moyen briançonnais.

Dans le cas où la patine des dolomies est rousse, les blocs montrent une allure bréchique (fig.IV-15). Les éléments de cette brèche à ciment carbonaté sont plus ou moins anguleux, centimétriques à décimétriques et de nature variable (dolomie grise, dolomie jaune, calcaire, schiste gris,...). On aurait alors affaire à une brèche primaire resédimentée après induration, dans la Brèche du Longet.

Dans certains cas (rares), des blocs de dolomies à patine brun-roux montrent, en cassure, de très gros cristaux de dolomite et des filonnets de quartz. Cette roche rappelle des cristallisations thermominérales de carbonates (H. MAILLOUX, comm. orale). Dans les Alpes occidentales, des telles cristallisations s'observent actuellement en filons dans les termes du Carbonifère et du Permo-trias du domaine Briançonnais externe (Filon du Chardonnet, massif des Cerces, âge: post-Permien, ante-Cretacé, FEYS, 1963, CABY, 1968), ainsi que dans les massifs cristallins externes (Filons d'ankérite, massif de Belledonne, LE SUAVE, 1974).

* les calcaires

Outre ceux du Faisceau de la Cula (A, fig.IV-1), on observe des lentilles de calcaires dans la masse de la brèche du Longet. Ce calcaire est généralement clair, très peu gréseux, localement rosé. Il a l'aspect typique des calcaires du Malm des unités briançonnaises. Ces lentilles qui ne contiennent jamais d'éléments détritiques, sont généralement allongées et plissées, moulant localement la forme des blocs de dolomie auxquels ils sont accolés.

On les observe uniquement à proximité des calcaires du Faisceau de la Cula.

* les quartzites

Elles ont un aspect identique à celles du Werfénien de la bande Acceglio-Longet et sont toujours contenues dans la matrice micaschisteuse. Ces éléments sont de taille centimétrique à plurimétrique.

* les micaschistes chlorito-albitiques

Les micaschistes chlorito-albitiques forment une grande proportion de la matrice de la brèche du Longet (voir par.b1). Localement, ils ne contiennent, ni éléments de carbonates, ni éléments de quartzites. On peut donc supposer que ce sont des olistolites de micaschistes qui sont contenus dans une matrice micaschisteuse mimant parfaitement la roche-mère.

* les ophicalcites et les chloritites

Elles apparaissent à l'E de la crête de la Cula, selon une bande subméridienne de 500 m de longueur et une vingtaine de mètres de largeur (fig. IV-1).

Elles contiennent une importante proportion de serpentinite, dans une matrice carbonatée claire. Ces ophicalcites sont en tous points comparables, à celles observées dans les unités ligures (OC2 très riche en serpentinite et OC1 : cf. par. II-3.1).

Elles sont en contact avec des calcschistes chloriteux ou des calcschistes gréseux roux, chloriteux, plus ou moins ankéritiques. Ce type de faciès est semblable à celui de certains niveaux pour lesquels, une origine détritique ophiolitique a été démontré (terme (b), fig. II-32 par exemple). Ces calcschistes sont eux-mêmes en contact (stratigraphique?) avec les micaschistes du "Permien reconstitué" (coupe (6), fig. IV-10).

Dans leur prolongement vers le Sud, on observe, au sein de calcschistes chloriteux, une masse plurimétrique de chloritite (coupe (6), fig. IV-10).

Au Nord, cette bande correspond à un affleurement (fig. IV-16) sur lequel on observe des calcschistes sombres siliceux à bancs carbonatés siliceux. Ils contiennent, à la fois, des olistolites plurimétriques de dolomie, des micaschistes "Permien reconstitué", et un bloc plurimétrique de chloritite massive, d'un vert très sombre.

L'appartenance stratigraphique de ces ophicalcites à la Formation bréchique du Longet semble être ainsi démontrée. Néanmoins, nous discuterons, au par. C, la possibilité d'un contact anormal précoce (repris par les plis des phases tectoniques postérieures), entre une unité à matériel détritique ophiolitique et une unité à matériel détritique continental.

c - Problème de la position des ophicalcites dans la Formation bréchique du Longet

Plusieurs hypothèses sont possible selon que l'on admet que le contact micaschistes-ophicalcites est stratigraphique ou non.

*Le contact micaschistes-ophicalcites n'est pas stratigraphique

Il s'agirait alors d'un contact anormal précoce entre:

- l'ensemble de la masse de la Brèche du Longet (micaschistes ou schistes siliceux et/ou chloriteux),
- et une succession : calcaires clairs-schistes chloriteux-ophicalcites. Cette succession correspondrait, alors, soit à une série isolée au contact avec le Complexe de la Cula, soit à la série du Complexe de la Tête des Toillies isolée par des plis au sein de la Formation bréchique du Longet. Nous démontrerons plus loin (par. 2.4.c.), que cette hypothèse n'est pas plausible.

*Le contact micaschistes-ophicalcites est stratigraphique

Cette hypothèse semble confirmée par le passage progressif des micaschistes aux ophicalcites, par l'intermédiaire d'un niveau de schistes sombres chloriteux et siliceux (Coupe (6), Fig. IV-10).

De plus, les observations montrent que les ophicalcites sont toujours séparées des calcaires clairs du Faisceau de la Cula par une épaisse masse formée des termes siliceux et carbonaté de la Formation bréchique du Longet.

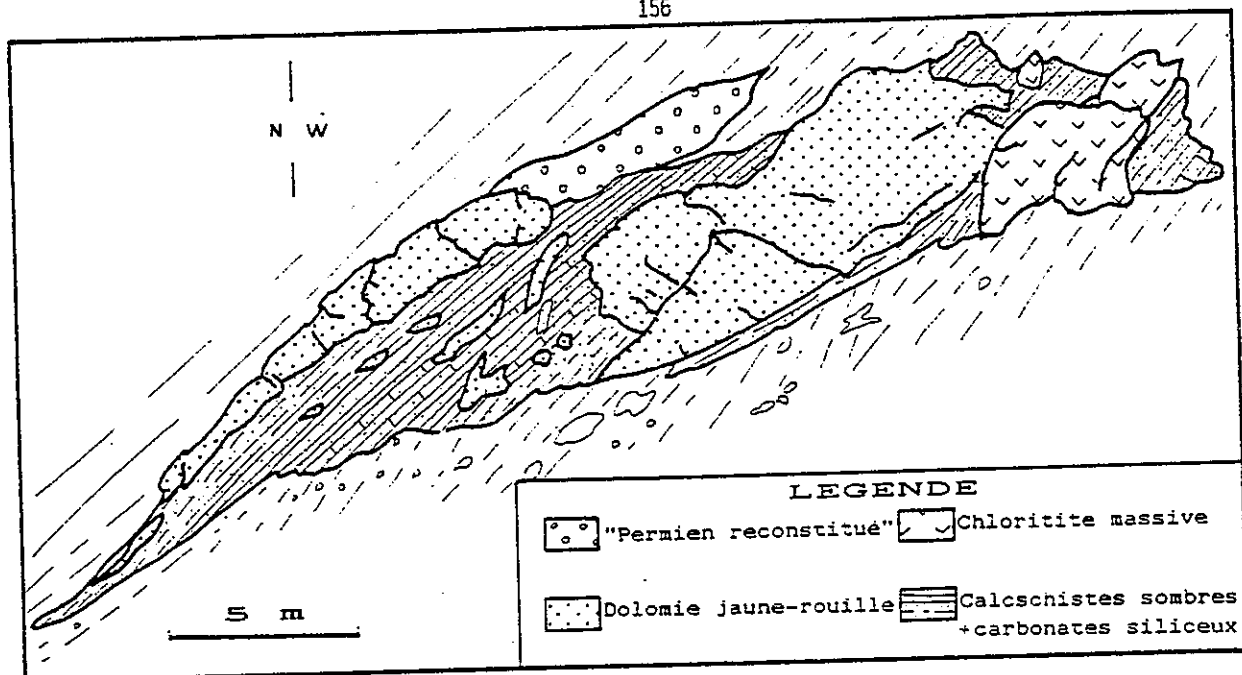


Figure IV-16 : Panorama d'un affleurement de la Formation bréchique du Longet (d'après photographie, B sur la Fig. IV-3) : Chloritite massive, dolomies et micaschistes : témoins d'un détritisme mixte.

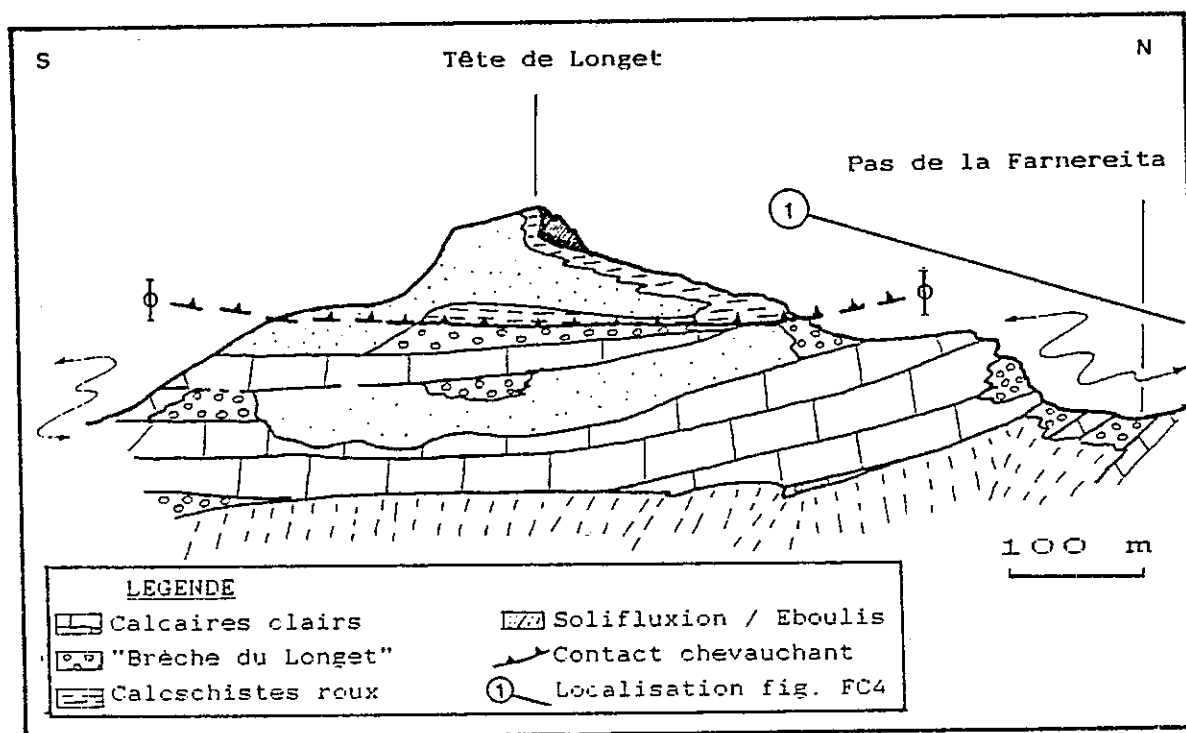


Figure IV-17 : Panorama du flanc oriental de la Tête de Longet, au Sud du col de la Farnereita (d'après photographie) : Contact tectonique (rétrochevauchement tardif) des Calcschistes roux sur le Complexe de la Cula.

LEBLANC a observé, à la Grange della Antolina (E du col du Longet), au sein de "la masse des Schistes lustrés", une passée plurimétrique de dolomies bréchiques et de quartzites, associée à des lentilles de serpentinites. Là, le caractère stratigraphique du contact brèche chaotique-serpentinite, semble être démontré pour un affleurement qui semble bien être un équivalent de la Formation bréchique du Longet.

Ces observations nous conduisent à proposer la succession suivante dans la Formation bréchique du Longet (sans préciser la polarité) :

- ophicalcites ;
- schistes, micaschistes et dolomies de la Formation bréchique du Longet;
- calcaires marmoréens du Faisceau de la Cula;

Les ophicalcites de type OC1 (dûes à l'altération "in situ" des serpentinites), de type OC2 (issues du remaniement des ophicalcites OC1, dans une matrice carbonatée) et les chloritites (altération hydrothermale et/ou sous marine de roches ultrabasiques ou basiques) sont probablement des reliques d'un socle océanique de type ligure. Leur mode de gisement ne permet pas d'affirmer s'il s'agit du soubassement encore en place de la succession de la Cula ou d'olistolites contenus dans formation bréchique du Longet.

2.3.3 - Schistes chloriteux et prasinites

Ce terme existe, sur la majorité des coupes, au contact du Faisceau de la Cula.

Les schistes chloriteux, siliceux et ankéritiques sombres contiennent des prasinites (coupe (2), fig.IV-6).

Les prasinites peuvent être massives et se présentent en lentilles ou éléments métriques à décamétriques (coupes (7), (8), fig.IV-11, IV-12, dans le vallon de Cornascle).

L'épaisseur de ce terme est variable : quelques mètres à 20 m, lorsqu'il est visible.

Au NE de la Cabane du Peyron (coupe (5), fig.IV-8), les schistes chloriteux à prasinites semblent passer à des calcschistes gréseux roux, eux-mêmes en contact avec des calcaires marmoréens zônés, des calcschistes sombres et siliceux, puis la formation de la Replatte (TRICART, 1973).

Ailleurs, ils sont souvent au contact de calcschistes siliceux roux indifférenciés.

2.3.4 - Autres termes lithologiques associés

Outre la Formation bréchique du Longet et les schistes chloriteux à prasinites, d'autres niveaux sont au contact avec le faisceau calcaire repère.

- Calcschistes roux indifférenciés de la Tête du Longet (coupe (1), fig.IV-5).

Le caractère tectonique du contact entre cette formation et le Complexe de la Cula est visible sur la figure IV-17.

- Schistes gris ou noirs de la Farnereita (coupe 1, fig.IV-5)

Ils sont très fissiles et ne ressemblent à aucun des faciès observés sur les coupes décrites. Nous les relierions plutôt à la succession de l'unité de la Tête des Toillies, où l'on note ce type de faciès directement sur les calcaires marmoréens.

- Alternances schistes noirs-calcaires de la formation de la Replatte, sur les arêtes de Cornasclé (coupe (7), fig.IV-10).

Ils sont associés à la succession de l'unité de Cornasclé.

- Calcschistes roux, dans le haut vallon de Rubren (coupe (9), fig.IV-13).

Les calcschistes qui affleurent à l'Est du faisceau de la Cula font probablement suite (stratigraphiquement) à la formation de Roche Noire de l'unité de Cornasclé.

2.4 - Corrélations - Les successions observées

2.4.1 - Interprétation des coupes.

Les coupes (1) à (9) (Figs.IV-4 à IV-13), montrent des successions des termes que nous venons de décrire.

L'interprétation de chacune de ces coupes conduit à élaborer plusieurs hypothèses.

Des successions stratigraphiques ont été établies pour chacune de ces coupes en considérant :

- les redoublements de succession dus aux plis observés,
- les contacts anormaux visibles avec les unités adjacentes déjà décrites.

Rappelons que nous n'avons considéré que des coupes contenant à la fois les calcaires marmoréens du Faisceau de la Cula et la Formation bréchique du Longet.

2.4.2 - Corrélations

Sur la plupart des coupes, on remarque

- (1) Formation bréchique du Longet
- (2) calcaires marmoréens clairs souvent zônés (Faisceau de la Cula)
- (3) Schistes et calcschistes chloriteux à prasinites

c'est notamment le cas des coupes (1), (2), (4), (5), (7), (8) et (9).

On met en évidence, dans de nombreux cas, le passage progressif (donc vraisemblablement stratigraphique) entre les calcaires marmoréens et les schistes chloriteux à prasinites (par. 2.3,1). Le caractère stratigraphique du contact des calcaires marmoréens et de la Formation bréchique du Longet est montré au par . 231..

* Les termes au contact de la Formation bréchique du Longet (1): compléments possibles de la succession principale.

La Formation bréchique du Longet (1), décrite au par. 2.3,2 est, dans certains cas, au contact avec d'autres termes que les calcaires du Faisceau de la Cula (2):

- Les ophicalcites :

Le contact stratigraphique entre la Formation bréchique du Longet et les ophicalcites a été montré au par. 2.3,2c.

- Les calcaires du faisceau B (Fig.IV-1-II), si l'on considère que leur contact avec la Formation bréchique du Longet est stratigraphique.

(i) Ces calcaires peuvent appartenir à une unité connue (série de la Tête des Toillies, coupe 1). Dans ce cas, la Formation bréchique du Longet ferait suite stratigraphiquement à cette série. Nous verrons plus loin que cette hypothèse est difficilement acceptable si l'on considère la structure générale.

(ii) Ces calcaires peuvent être les mêmes que ceux du Faisceau de la Cula qui apparaîtraient en flanc inverse à la faveur d'une structure plissée subméridienne (synforme probable).

- Les calcschistes roux ou les schistes et calcaires siliceux de la série de l'unité de Cornascle (coupe 9).

Le contact anormal majeur primaire entre l'unité de Cornascle et la Formation bréchique du Longet est mis en évidence, ce qui permet d'éliminer l'hypothèse d'une continuité stratigraphique entre la série de Cornascle et la Formation bréchique du Longet.

* Les termes au contact des schistes chloriteux à prasinites (3) : compléments possibles de la succession principale

Au Sud de la crête de la Cula, Les schistes chloriteux sont associés à des calcschistes siliceux (coupe 4). La coupe (5) montre la succession: micaschistes associés aux calcaires marmoréens du Faisceau de la Cula - schistes chloriteux à prasinites (bréchique et schisteuse) - calcaires zônés - schistes sombres siliceux. Ces schistes sombres pourraient faire suite à une série de type Chabrière reconnue par TRICART (1973), à l'Ouest (Unité de Roche Noire). Nous verrons que cette alternative est peu probable. Un contact anormal existe donc vraisemblablement dans cette succession.

Dans les vallons de Cornascle et de Rubren, enfin, des calcschistes gréseux plus ou moins ankéritiques font suite à la formation de schistes chloriteux à prasinites.

Remarquons, donc, que les schistes chloriteux à prasinites sont souvent au contact de calcschistes gréseux roux indifférenciés. Bien qu'appartenant localement à la formation de Malacoste, ils pourraient représenter le sommet de la succession de la Cula.

2.4.3 - Limites - Contacts.

Certains contacts anormaux majeurs, entre la succession du Complexe de la Cula et d'autres complexes ont été montrés au paragraphe précédent. Ce sont:

- au SE, le contact avec le Complexe de Cornascle (Coupes 7,8,9)
- au NW, le contact avec les calcschistes indifférenciés de la Tête du Longet (Fig.IV-5; IV-6; IV-17)

D'autres ne sont pas visibles directement. Ce sont les contacts de la succession du Complexe de la Cula avec:

- une série de type Chabrière (unité de la Tête Noire (TRICART, 1973)-Gavie), au Centre et au SW (Fig.IV-9)
- la série de l'unité de la Tête des Toillies (Fig.IV-5), au NE.

En effet, la succession du Complexe de la Cula ne dessine en aucune façon les plis synformes kilométriques de l'Unité de la Tête des Toillies, à l'Est, ou de l'Unité de Roche Noire-Gavie, à l'Ouest (voir fig.V-40). Elle apparaît comme une unité structurale isolée des unités ligures.

Nous éliminerons donc, sur cette considération mégastructurale, les hypothèses considérant la succession du Complexe de la Cula comme le complément d'une des séries de type Chabrière déjà connue.

Cette conclusion n'exclut pas l'hypothèse que les schistes chloriteux et prasinites (3) de la succession majeure soit en contact stratigraphique normal avec une certaine épaisseur de calcschistes indifférenciés.

2.5 - Conclusions de l'étude lithostratigraphique

Les observations conduisent à proposer, pour le Complexe de la Cula:

- la définition d'une succession principale dont la polarité est incertaine,
- l'absence de liaison stratigraphique entre cette succession et les séries ligures à son contact,
- un âge vraisemblablement Jurassique supérieur
- la description de la répartition des éléments de la brèche nous conduisant à une esquisse paléogéographique

2.5.1 - La succession principale

Elle comprend (Fig.IV-18):

- (0) des ophicalcites et chloritites (en place ou remaniées ?)
- (1) La Formation bréchique du Longet: formation détritique chaotique à matrice schisteuse et/ou calcschisteuse et éléments (olistolites, graviers, sables, partie de la matrice) issus d'un domaine à affinité Briançonnaise.
- (2) Le faisceau de calcaires marmoréens clairs plus ou moins zônés de la Cula
- (3) Des schistes chloriteux à prasinites (formation détritique à éléments d'origine océanique)
- (4) Des calcschistes gréseux roux qui pourraient représenter la suite de cette succession.

2.5.2 - Une polarité incertaine

Aucun critère de polarité n'a été observé, ce qui conduit à retenir deux hypothèses (Fig.IV-19):

- (A) Succession débutant par des ophicalcites, surmontées par la Formation bréchique du Longet, des calcaires marmoréens, un niveau de schistes chloriteux à prasinites, et des calcschistes gréseux (?).
- (B) succession débutant par des schistes chloriteux à prasinites, surmontés par des calcaires marmoréens, la Formation bréchique du Longet et se terminant par un niveau à détritisme ultrabasique.

La présence d'éléments de dolomie remaniés très localement, dans les calcaires du Faisceau de la Cula, est un faible indice en faveur de l'hypothèse (A).

En fait, c'est avec des arguments indirects que nous trancherons en faveur de l'hypothèse (A) (voir plus loin).

2.5.3 - Liaison avec des séries déjà définies

Les observations structurales infirment la possibilité d'une continuité stratigraphique entre la succession du Complexe de la Cula et une des série de type ligure avec laquelle elle est actuellement en contact (cf. par. 2.4,3.).

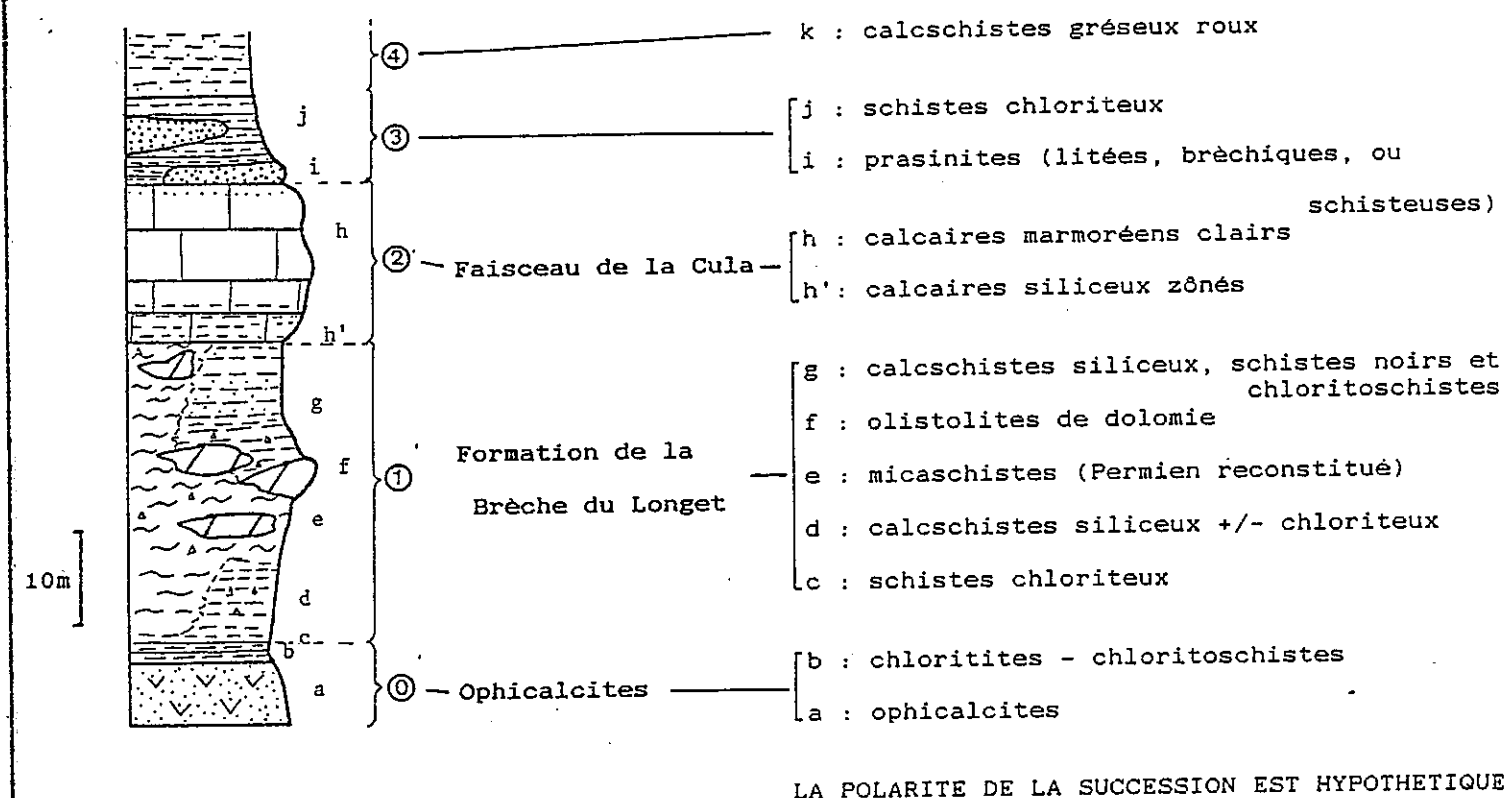


Figure IV-18 : Succession type du Complexe de la Cula

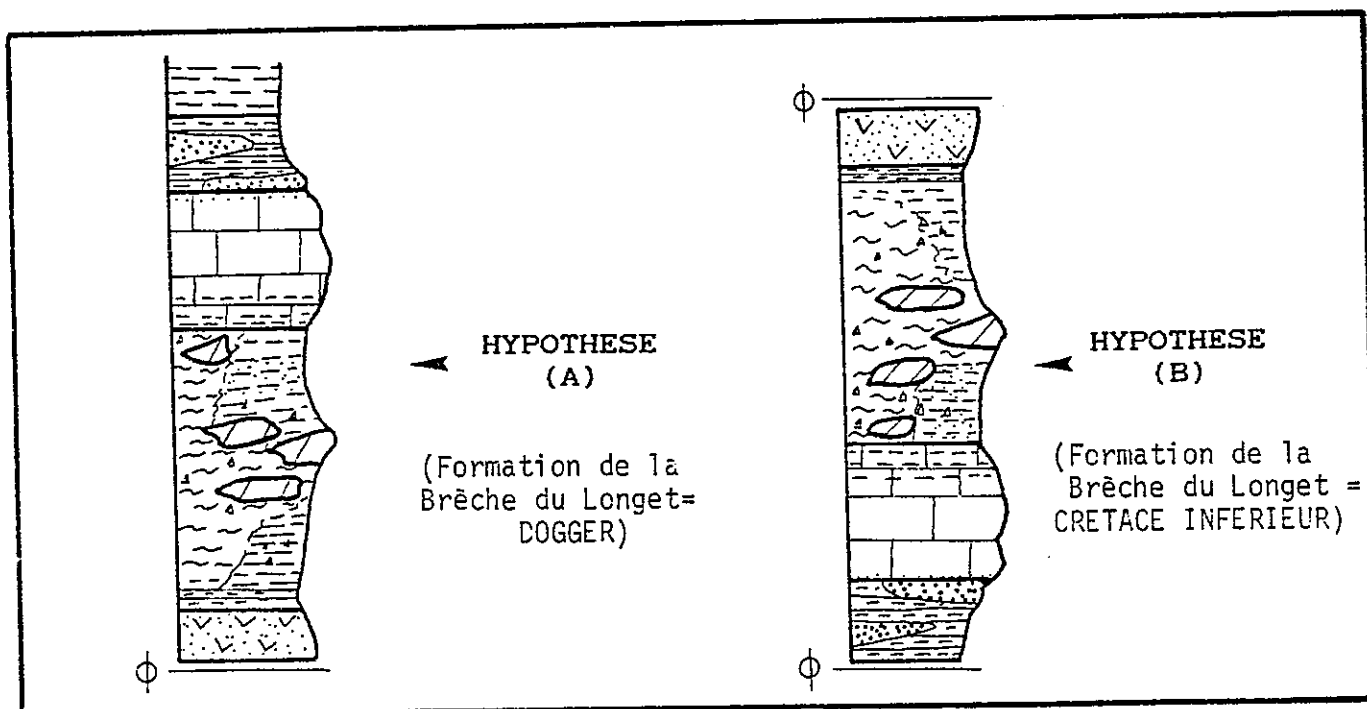


Figure IV-19 : Les deux hypothèses retenues pour la succession du Complexe de la Cula (Commentaires figurés : Fig.IV-18) (Explications dans le texte, par. 25 b et c)

Par contre, rien n'interdit d'envisager que les schistes chloriteux à prasinites soient au contact de calcschistes roux indifférenciés (4).

2.5.4 - Age de cette succession

Aucun des termes de la succession n'a livré, jusqu'à présent, de faunes permettant une datation.

La présence de termes basiques et ultrabasiques, que l'on peut considérer comme une origine océanique téthysienne, dans la succession nous donne comme limite inférieure probable, le Jurassique supérieur, âge supposé de mise à l'affleurement des premières ophiolites dans la Téthys ligure.

Nous ne pouvons attribuer d'âge aux autres termes de la succession que par analogie de faciès.

Les calcaires clairs du faisceau de la Cula ont, localement, un faciès qui rappelle les marbres du Malm des séries ligures ou des séries briançonnaises.

On pourrait donc attribuer un âge Malm aux marbres clairs du faisceau de la Cula.

Compte tenu des hypothèses relatives à la polarité, deux cas sont possibles:

- pour (A), la succession débiterait au Dogger sup.(?) par l'arrivée de matériel ultrabasique (diapirisme de péridotites ou détritisme ?) et se terminerait peu après le Malm, voire plus tard, par des dépôts de marnes (4).

- pour (B), la série débiterait au Malm par la mise en place de niveaux détritiques basaltiques sur lesquels se déposeraient des calcaires clairs (scénario fréquent dans les séries ligures). La Formation bréchique du Longet se déposerait alors au Crétacé inférieur (analogie de faciès entre la formation de la Replatte et certains niveaux de la Formation bréchique du Longet) et peut-être au Crétacé "moyen" (analogie de faciès des schistes noirs avec les "Black shales" des Alpes occidentales).

Dans cette hypothèse, les calcschistes (4) n'appartiendraient pas à la série de la Cula.

2.5.5 - Répartition spatiale des différents termes de la Formation bréchique du Longet.

Au centre du vallon du Longet et au lieu-dit "Les Oullas", on observe les plus gros éléments de dolomie (taille souvent hectométrique). Là, les dolomies et les micaschistes du "Permien reconstitué" sont directement au contact avec les calcaires clairs (qui semblent remanier les dolomies, très localement). De plus, là, la matrice est uniquement constituée par des micaschistes.

C'est aussi au centre de ce complexe (Vallon du Longet) que l'on observe les ophicalcites.

Ailleurs, au N comme au S, les calcschistes siliceux et/ou chloriteux sont toujours intercalés entre, d'une part, les masses dolomitiques de petite taille, les micaschistes "Permien reconstitué" ou les autres éléments de la formation et, d'autre part, les calcaires marmoréens zonés du Faisceau de la Cula.

Cette répartition est le témoin de variations latérales de faciès qui montre schématiquement trois zones (fig. IV-20):

- une zone centrale (2), dans laquelle se sont déposés de façon chaotique, de gros éléments de dolomie et de quartzites ainsi que la majeure partie des micaschistes. C'est là aussi qu'apparaissent les ophicalcites. Si on les considère comme resédimentés, ces éléments détritiques ultrabasiques se déposent donc dans le même site que les mégaolistolites.

- deux zones (1 et 3) qui la jouxtent (actuellement au Nord et au Sud), où la taille des éléments de dolomies et de quartzites est moindre et où une sédimentation carbonatée et argilitique était superposée au détritisme polygénique (faciès intermédiaires entre micaschistes et calcschistes, par exemple).

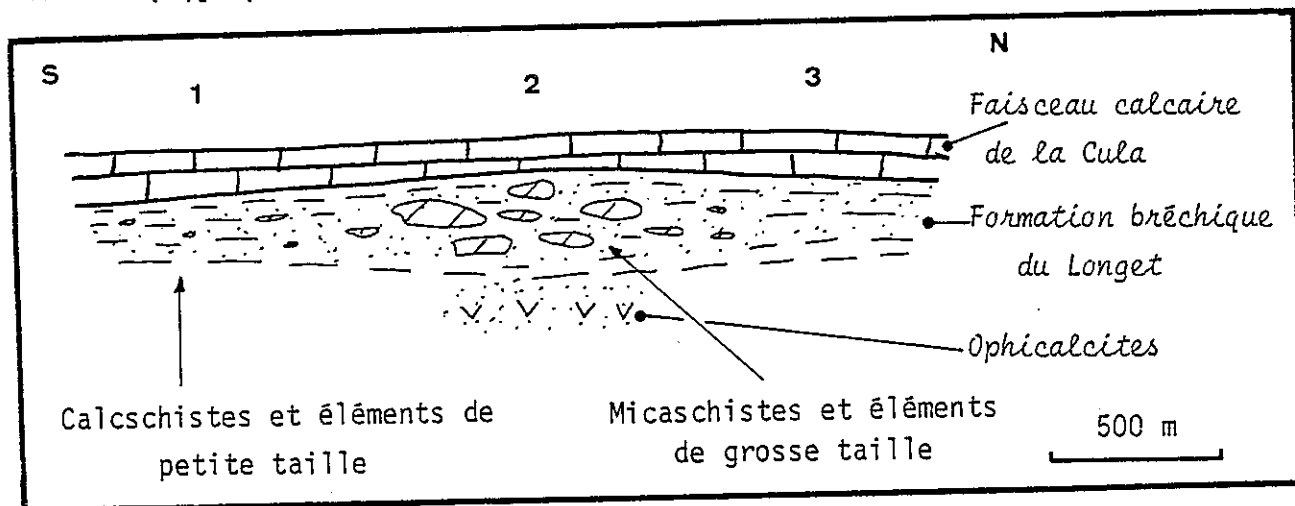


Figure IV-20 : Tentative de reconstitution de la répartition des différentes lithologies au sein de la Formation bréchique du Longet

Dans cette interprétation, la zone centrale (2) joue le rôle de piège pour les plus gros éléments détritiques de nature diverse ("mixte") alors qu'à son pourtour (1,3), la sédimentation déritique qui se superpose à la sédimentation argilo-carbonatée, montre un caractère moins proximal.

De plus, le passage calcaires marmoréens - formation bréchique du Longet est plus rapide au centre du Complexe de la Cula (2). Ce caractère semble être un argument supplémentaire pour supposer que les calcaires surmontaient stratigraphiquement le complexe déritique dans lequel l'accumulation chaotique centrale représentait une zone topographiquement surélevée.

Sur la reconstitution de la Figure IV-20, les ophicalcites forment le "soubassement" de la zone à détritisme chaotique. Or, nous avons observé des ophicalcites de type OC1. Nous pourrions les interpréter comme le "socle" initial d'une zone basse où s'accumuleraient les brèches. Ces ophicalcites représenteraient alors le sommet (décollé ?) d'une masse serpentineuse mise en place par "diapirisme intracontinental" (voir discussion, au par.3.4)

3 - Interprétation stratigraphique de la succession type - La série de la Cula.

3.1 - Interprétations antérieures.

L'étude de LEBLANC (1962), l'amène à interpréter la "Brèche du Longet", comme un ensemble emballé et entraîné à la base de "la nappe de Schistes lustrés", lors du charriage de celle-ci sur le domaine briançonnais.

Il ne met en évidence aucune succession et suppose un âge post-triasique aux "brèches du Longet".

M. LEMOINE (1967), par comparaison de la "brèche du Longet", avec les brèche du Rio Secco, du Chaberton, de l'Eychauda, ou de la Tsanteleina, lui attribue un âge néocrétacé-paléocène. Deux origines possibles sont envisagées par cet auteur, pour la brèche du Longet:

(a) origine parautochtone (type "Acceglio interne"), et intercalation tectonique entre la bande Acceglio-Longet et les Schistes lustrés

(b) interstratification dans les Schistes lustrés des unités piémontaises les plus externes, ensuite charriées vers l'Ouest.

3.2 - Similitude de la succession du Complexe de la Cula avec certaines séries des Alpes occidentales.

3.2.1 - Introduction

Certaines séries alpines présentent des successions équivalentes à celles du Complexe de la Cula (Hypothèses A et B). Elles contiennent notamment: un complexe détritique souvent chaotique à matériel briançonnais (dolomies, micaschistes "Permien reconstitué", quartzites), des calcaires clairs et parfois, des éléments ophiolitiques.

Ce sont : - les brèches chaotiques au contact de la nappe du Pelvo d'Elva

- la série de l'Alpet
- la "série intermédiaire des vals Grana et Marmora
- la série de Prafauchier
- les séries de Alpes cottiennes septentrionales
- la série du Lago Nero
- les granitoïdes associées aux ophiolites du Queyras
- les brèches continentales des séries ligures corses

Ainsi, une revue rapide de ces séries (rappelant leur âge, leur polarité et les rapports avec leur substratum) nous conduira, par analogie, à choisir l'hypothèse la plus vraisemblable pour la série du complexe de la Cula.

3.2.2 - Les séries à brèches chaotiques aux environs de la région étudiée

a - Brèches chaotiques au contact de la nappe du Pelvo d'Elva.

La nappe ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva affleure en demi-fenêtre au col du Longet et s'étend au Sud selon une bande subméridienne (LEFEVRE, 1982; bande d'Acceglio, fig.I-2).

C'est sous son chevauchement oriental sur les Schistes lustrés, que les études de LEBLANC (1962) et de LEFEVRE & al. (1974), ont montré la présence d'un complexe similaire de celui de la Formation bréchique du Longet.

Leblanc a notamment observé des lentilles métriques de prasinites dans ce complexe à olistolites de dolomies, quartzites dans une matrice micaschisteuse.

Ce complexe est toujours associé à une barre de calcaires gris "en lauzes" (équivalent du Faisceau de la Cula), elle-même en contact avec les Schistes lustrés.

Ni la polarité, ni l'âge n'ont été définis pour cette succession.

b - Série de type Alpet

La série définie par LE GUERNIC (1966) se développe à la bordure occidentale de la région qui est l'objet de ce mémoire. Elle est plus particulièrement visible, sur les crêtes de Testeta et sur le versant oriental des Pointes de Mary et des Dents de Maniglia (cf. Fig.I-1).

La série est résumée par la figure suivante:

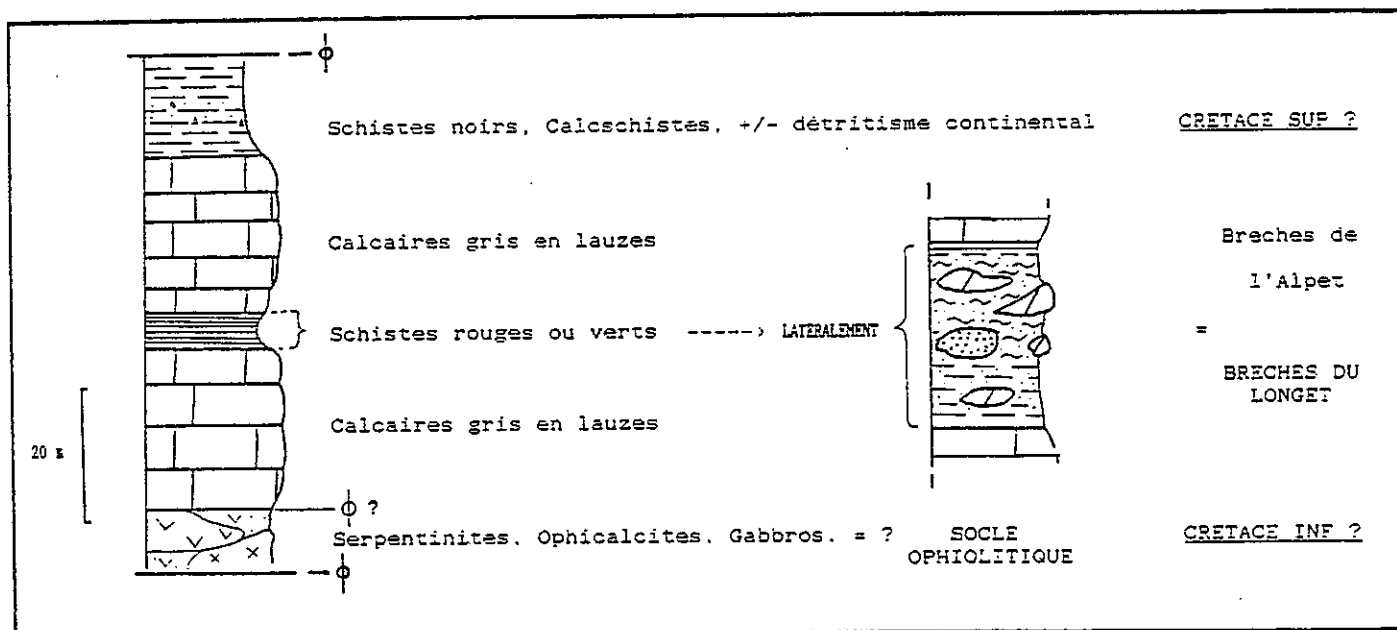


Figure IV-21: Colonne schématique de la série de l'Alpet
(d'après LE GUERNIC, 1966)

Comme l'avait remarqué LE GUERNIC, nous avons observé, pour les brèches de l'Alpet, des faciès identiques à ceux de la Formation bréchique du Longet.

De plus, les brèches de l'Alpet présentent une répartition analogue à celle mise en évidence dans le Complexe de la Cula (par. 2.5,e). En effet, les éléments les plus grossiers de la brèche de l'Alpet sont groupés dans une zone où la formation détritique est la plus épaisse, et où les calcaires à lauzaux sont d'épaisseur plus réduite. Le Guernic remarque, à ce sujet, le passage latéral des calcaires à lauzaux aux brèches chaotiques.

3.2.3 - Séries à brèche chaotique et/ou détritisme mixte dans les Alpes occidentales

LEFEVRE & MICHARD (1976) remarquent, sans s'y attarder, que les faciès de brèches chaotiques identiques à celles de la Formation bréchique du Longet, apparaissent fréquemment au contact des unités "ultrabriançonnaises", à l'Est de la bande du Roure (cf. série de l'Alpet, au par. précédent), sur le flanc oriental de la "bande d'Acceglio" (cf. 322a), et dans les vals Maïra, Grana et Marmora.

a - "Série intermédiaire" des séries piémontaises des vals Grana et Marmora.

Après leurs études dans les Alpes italiennes entre Acceglio, au NW, et Cueno, à l'Est, MICHARD (1967) et MICHARD & SCHUMACHER (1973) définissent une série "intermédiaire" entre les unités briançonnaises internes et des unités de Schistes lustrés à ophiolites.

Cette série intermédiaire est schématisée sur la figure suivante:

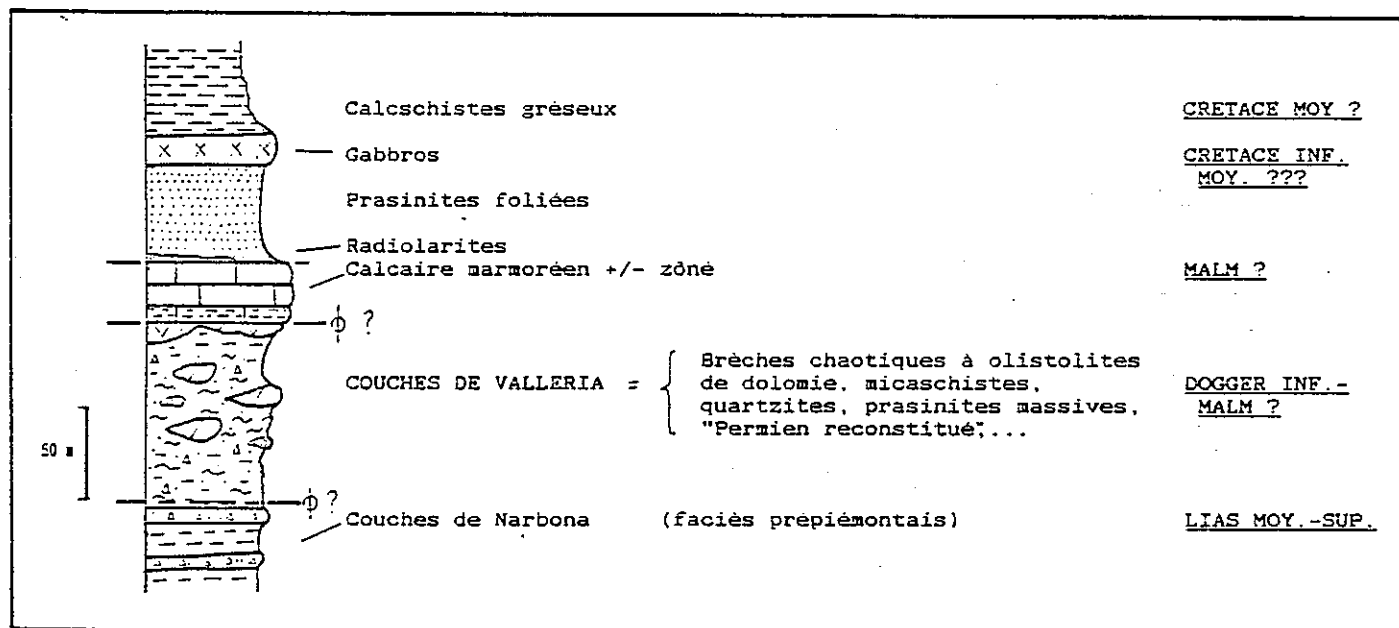


Figure IV-22 : Colonne schématique de la série intermédiaire des vals Grana et Marmora (d'après MICHARD & al., 1973)

Remarquons, dans les couches de Valliéra, la présence d'un assemblage d'éléments d'origines continentale et océanique.

Les auteurs émettent l'hypothèse que cette formation corresponde à la suite stratigraphique de la série de Narbona (série de type prépiémontais; Norien à Lias moy. caractéristiques); l'âge des couches de Valliéra serait alors Dogger inf.-Malm.

Remarquons, dans ce cas aussi, la position structurellement intermédiaire entre unités briançonnaises internes et unités piémontaises ophiolitiques, de cette série.

b - Série de Prafauchier

L'étude de DUMONT (1983) (voir aussi DUMONT & al., 1984), sur le massif de Rochebrune (20 km au SE de Briançon) l'a amené à définir la série de Prafauchier. Il montre que cette série à détritisme mixte surmonte stratigraphiquement la série triasico-liasique de la Roche des Clots qui forme l'ossature du massif.

La succession des termes de la série de Prafauchier est résumée sur la figure suivante.

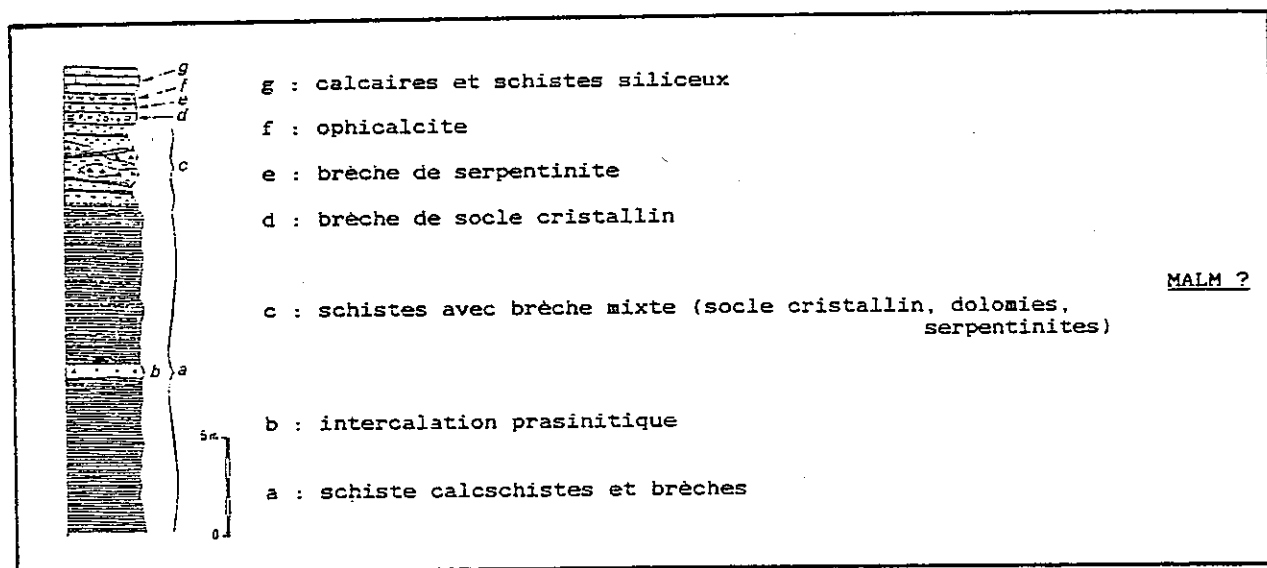


Figure IV-23 : Colonne stratigraphique synthétique de la série de Prafauchier (in DUMONT & al., 1984)

Cette succession est moins épaisse que celles décrites plus haut, mais elle présente les mêmes caractères lithologiques (exception faite de la taille moindre des éléments de la brèche) et la même association: "brèche mixte" - calcaires clairs à faciès Malm.

c - Séries des Alpes cottiennes septentrionales

Les travaux de CARON (1977) (voir aussi BOURBON & al., 1979), le conduisent à recenser plusieurs niveaux de brèches chaotiques dans les séries des Alpes cottiennes septentrionales.

* La série de Il Caire présente des "brèches chaotiques" à olistolites de dolomies, de quartzites, des micaschistes albitiques dans des schistes. Elle sont surmontées d'un niveau prasinitique et leur âge est présumé Crétacé sup. (?).

* La série de Gad, montre la succession: a) brèches chaotiques à éléments briançonnais (micaschistes, quartzites, dolomies); b) calcaire et schistes; c) schistes noirs (Crétacé moy. ?); d) micaschistes et lentilles de prasinites (âge supposé Crétacé sup.). L'âge des "brèches chaotiques" est supposé Malm.

Cette coupe a l'intérêt de montrer la succession de deux niveaux détritiques: - le premier à détritisme chaotique de matériel uniquement continental (Malm ?)

- le second, à détritisme continental et océanique (Crétacé sup. ?)

Dans les Alpes occidentales, certaines séries piémontaises contiennent des brèches chaotiques et/ou mixtes (à éléments d'origines océanique et continentale).

Certaines séries supraophiolitiques ligures montrent aussi des brèches chaotiques mixtes.

d - La série du Lago Nero

Cette série a été décrite en 1984 par POLINO & LEMOINE (voir aussi POLINO, 1984), au SE du col du Montgenèvre.

Elle est de "type Chabrière": elle montre, sur environs 300 m d'épaisseur, l'habituelle succession; a) serpentinites - b) ophicalcites - c) lentilles de radiolarites - d) calcaires clairs (Malm) - e) Formation de la Replatte (Crétacé inf.) - f) schistes noirs (Crétacé moy.) - g) calcschistes gréseux (Crétacé sup. ?)

Dans cette succession s'intercalent des niveaux détritiques (brèches, olistolites) à matériel ophiolitique et continental (dolomies, granites,...). Les termes de la série affectés par ce détritisme sont: le sommet des serpentinites, les marbres clairs et la Formation de la Replatte.

Ce détritisme polygénique et chaotique se développe donc seulement entre le Jurassique sup. (?) et le Crétacé moyen.

e - Les granitoïdes associés aux ophiolites du Queyras

Les massifs ophiolitiques du Queyras présentent, très localement, des niveaux lenticulaires de matériel détritique d'origine continentale. C'est le cas à la base des sédiments de la série du Bric Bouchet (LAGABRIELLE, 1981 a,b), et entre les serpentinites et les basaltes du Pic Marcel (CABY & al., 1971; SABY, 1986).

f - Brèches continentales des séries ligures de Corse

CARON & DELCEY (1979) montrent, dans deux séries à affinité ligure, un important détritisme d'origine continentale.

La série de Sant'Andrea di Cotone montre, sur un socle basique, des quartzites (radiolarites), et des calcaires clairs (Malm) qui contiennent des galets de rhyolite et de dolomies.

La série de Santo Pietro di Tenda présente, au dessus des calcaires clairs, un niveau de schistes et calcschistes à éléments dolomitiques, calcaires, et micaschisteux (âge de ce détritisme: Malm-Crétacé inf.).

3.2.4 - Conclusions

La revue rapide des séries à brèches polygéniques plus ou moins chaotiques dont les faciès sont comparables à celui de la Formation bréchique du Longet, montre les caractères suivants:

- localisation structurale de la majorité de ces séries : à proximité des socles paléozoïques siliceux, notamment du Briançonnais interne, de l'"ultrabriançonnais" ou du piémontais externe (ex prépiémontais). Ces séries sont souvent intercallées structurellement entre des unités du Briançonnais interne et des unités du Piémontais externe (**).

- substratum de ces séries : il est soit continental, soit océanique, soit inconnu.

- âge de ces dépôts chaotiques : dans les séries à socle océanique, ces dépôts s'effectuent essentiellement entre la mise à l'affleurement des ophiolites et le milieu du Crétacé.; dans les séries à socle continental, ils se font, soit au Jurassique moyen -sup. (Dogger sup.-Malm), soit au Crétacé sup.-Paléocène.

- que ces brèches soient d'âge Jurassique sup. ou Crétacé sup., elle sont toujours associées à des calcaires clairs (Calcaires d'âge Malm ou Marbres chloriteux Crétacé sup.-Paléocène).

(**) CARON (1977) a observé, dans les Alpes cottiennes septentrionales, que la majorité des séries à brèche chaotique sont localisées structurellement à proximité des "socles paléozoïques siliceux", sur lesquels la couverture triasico-liasique est très réduite.

Ceci suppose une proximité paléogéographique initiale entre les deux domaines (à série mésozoïque réduite et à brèche chaotique) (LEMOINE, 1967; CARON, 1977; MICHARD & al., 1974; etc.). Les éléments des brèches chaotiques représenteraient les termes absents dans les séries ultrabriançonnaises.

3.3 - Comparaisons et discussions des hypothèses sur la succession de la Cula

Selon l'hypothèse (A) (Fig.IV-19) des ophicalcites (détritisme ultrabasique) sont surmontées par la Formation bréchique du Longet, suivie par les calcaires clairs du Faisceau de la Cula eux-mêmes coiffés par un niveau à détritisme basique.

Si l'on considère que les calcaires clairs sont d'âge Malm, deux hypothèses sont possibles:

- la succession surmonte un "socle océanique". La série serait alors comparable à la base de celle du Lago Nero, voire du Pic Marcel. La Formation bréchique du Longet correspondrait alors à l'"épisode ophicalcitique" généralement observé dans toutes les séries ligures (âge: Dogger-Malm; cf. Chap. III).

Remarquons néanmoins l'épaisseur considérable de sédiments détritiques qui se déposeraient entre la mise à l'affleurement des ophiolites et le dépôt des calcaires qui les surmontent généralement directement.

- la succession surmonte un socle continental. Des séries analogues existent, avec des faciès comparables (Prafauchier, séries intermédiaires des vals Grana et Marmora). L'âge supposé des termes détritiques est le Dogger sup.-Malm.

Cette hypothèse serait acceptable pour la succession du Complexe de la Cula. Nous aurions affaire à la partie supérieure d'une série piémontaise externe découplée de son soubassement triasico-liasique à la faveur d'un niveau ophicalcitique.

Selon l'hypothèse (B) existe une succession : niveau à détritisme basique - sédiments carbonatés pélagiques - détritisme chaotique dolomitique et siliceux - détritisme ultrabasique (fig.IV-19).

On peut supposer un âge Malm pour les carbonates clairs. Dans cette alternative, deux cas se présentent:

- La succession du Complexe de la Cula surmonte une série à socle océanique. Un tel détritisme pourrait ressembler à celui décrit par POLINO & LEMOINE (1984) au Lago Nero. Nous observerions une série désolidarisée de son soubassement ophiolitique.

La faible quantité de matériel océanique nous conduit à écarter cette hypothèse.

- La succession du Complexe de la Cula surmonte une série à socle continental. Le détritisme est principalement d'origine continentale et son âge serait post-Malm. Or, dans les Alpes occidentales, aucune série de ce type n'est décrite. Sur cet argument, nous écarterons donc cette hypothèse.

Remarque :

Dans l'hypothèse (A) comme dans l'hypothèse (B), on peut aussi considérer que les marbres sont plus récents et correspondent aux "marbres chloriteux" connus dans les séries Briançonnaises. Ils seraient alors d'âge Crétacé sup.-Paléocène.

Des séries semblables sont décrites par LE GUERNIC (1966; série de l'Alpet), LEMOINE (1967; l'Eychauda, Rio Secco), ELLENBERGER (1956; Tsanteleina), et JAILLARD (1986; série du Chevril).

Cette hypothèse correspond à celle de LEMOINE (1967).

Or, le faciès des calcaires massifs du faisceau de la Cula n'est pas comparable à celui des marbres chloriteux phylliteux du Briançonnais. Sur cette constatation, nous écarterons donc l'hypothèse d'un âge

Crétacé sup. pour la série de la Cula.

Nous retiendrons donc de préférence, l'hypothèse (A), qui semble la plus compatible avec les séries déjà décrites dans un contexte similaire dans les Alpes occidentales.

3.4 - La série de la Cula - Origine paléogéographique.

La succession que nous retiendrons comme étant la plus vraisemblable, pour l'Unité de la Cula, est celle de l'hypothèse (A) (figs. IV-19 et V-24).

La série de la Cula débute donc par un niveau ophicalcitique (ophicalcites de type OC1 (bréchification tectonique in situ des péridotites serpentinisées) et OC2 (brèche sédimentaire à éléments ultrabasiques et matrice carbonatée). Ce terme pourrait représenter, soit le sommet d'un massif serpentineux (mis en place par montée des péridotites du manteau supérieur), soit un olistolite d'ophicalcite sédimenté dans la Formation bréchique du Longet. De toutes façons, il représente, un niveau de décollement privilégié, comme nous en avons observé dans les unités ligures. Il est donc logique qu'il représente la base de la série.

Les ophicalcites sont surmontées par un complexe détritique chaotique à éléments de "socle continental" siliceux (micaschistes et quartzites) et de couverture briançonnaise ou piémontaise (dolomies): c'est la Formation bréchique du Longet. Elle est elle-même surmontée par les calcaires clairs plus ou moins zônés que nous attribuons au Malm (?). Puis vient un terme détritique à éléments d'origine basique (chloritoschistes à prasinites) peut-être surmonté par une épaisseur indéterminée de calcschistes gréseux roux (fig. IV-19).

Les caractères de cette série, sa position structurale, les parallèles avec des séries semblables des Alpes occidentales et les comparaisons avec des observations dans les océans actuels, nous conduisent à imaginer les contextes paléogéographique et géodynamique qui ont présidé à la sédimentation de la série de la Cula.

* un détritisme mixte (Fig. IV-24)

L'association d'éléments d'origine continentale (micaschistes, quartzites, dolomies) et d'éléments d'origine océanique probable (péridotites dans les ophicalcites et basaltes dans les prasinites), montre le caractère mixte, au sens de DUMONT & al. (1984), du détritisme rencontré dans la série de la Cula.

La nature des constituants de cette série nous incite donc à envisager une origine paléogéographique intermédiaire entre une marge continentale et un bassin océanique: c'est à dire, en "pied de marge".

En effet, les observations récentes effectuées dans des positions similaires dans les océans actuels montrent des sédiments comparables aux formations de la série de la Cula. C'est le cas de la marge de Galice (BOILLOT et al., 1980 et 1986) où l'on observe, au pied de la marge passive, des sédiments détritiques issus de l'effondrement et de l'érosion des marges, et reposant sur les termes ultrabasiques qui représentent les premiers matériaux du soubassement océanique. Cette observation a été effectuée, aussi, en mer Tyrrhénienne (KASTENS et al., 1986) où l'on observe, des éléments issus du détritisme continental sur les premiers matériaux "ophiolitiques" d'un "océan naissant".

* un âge Jurassique supérieur- Crétacé inférieur imposant un contexte géodynamique bien précis

Les calcaires clairs, dont l'attribution au Malm est la plus vraisemblable, fixent un âge Jurassique moyen-supérieur à Crétacé inférieur pour la série de la Cula.

Selon les reconstitutions classiques (LEMOINE, 1984), au Jurassique moyen-supérieur, la région étudiée passe d'une période de rifting intracontinental à l'ouverture du segment ligure de l'océan téthysien (spreading).

Les premières roches ophiolitiques de l'océan ligure apparaîtraient donc au Dogger (?) - Malm. Selon notre hypothèse c'est pendant cette période que les ophicalcites de la série de la Cula se mettent en place.

Jusqu'ici, tous les caractères pris en compte conduisent à situer le domaine où se sédimente la série de la Cula, au pied de la marge Piémontaise, sur les premières ophiolites de la croûte océanique de la Téthys ligure (position I, Fig.IV-25).

Or, plusieurs arguments nous conduisent à envisager une autre origine paléogéographique.

* une position structurale actuelle intermédiaire entre zone briançonnaise et zone piémontaise

Le complexe de la Cula, qui forme une unité structurale et stratigraphique à part entière, est localisé entre les unités piémontaises internes (à série ligure) et l'unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva (bande d'Acceglio).

Cette position intermédiaire est fréquente pour les séries à détritisme chaotique comparables des Alpes occidentales (cf.par. 3.2). Typiquement, ces unités à détritisme chaotique sont structuralement situées entre les unités briançonnaises interne ou l'ultrabriançonnaises et les unités piémontaises (fig.I-2).

Les reconstitutions classiques sur la transversale étudiée, montrent que les unités actuellement situées à l'Est sont issues des domaines les plus orientaux.

Nous aboutissons donc au schéma de la figure IV-26.

Selon cette interprétation, l'unité de la Cula, comme les unités à détritisme chaotique similaire, auraient, une position originelle intermédiaire entre la zone briançonnaise et la zone piémontaise.

La série de la Cula se serait donc vraisemblablement sédimentée entre les domaines briançonnais et piémontais, au Jurassique moyen-supérieur, lors du passage rifting-spreading.

* l'origine briançonnaise des éléments de la Formation bréchique du Longet.

M.LEMOINE (1967) postulait déjà pour une origine très proche - un dépôt sur place - de tous les éléments de la brèche du Longet, issus d'écroulements de falaises.

Les observations effectuées au cours de notre étude confirment le caractère proximal du détritisme.

De plus, le matériel contenu dans la Formation bréchique du Longet correspond au matériel qui manque

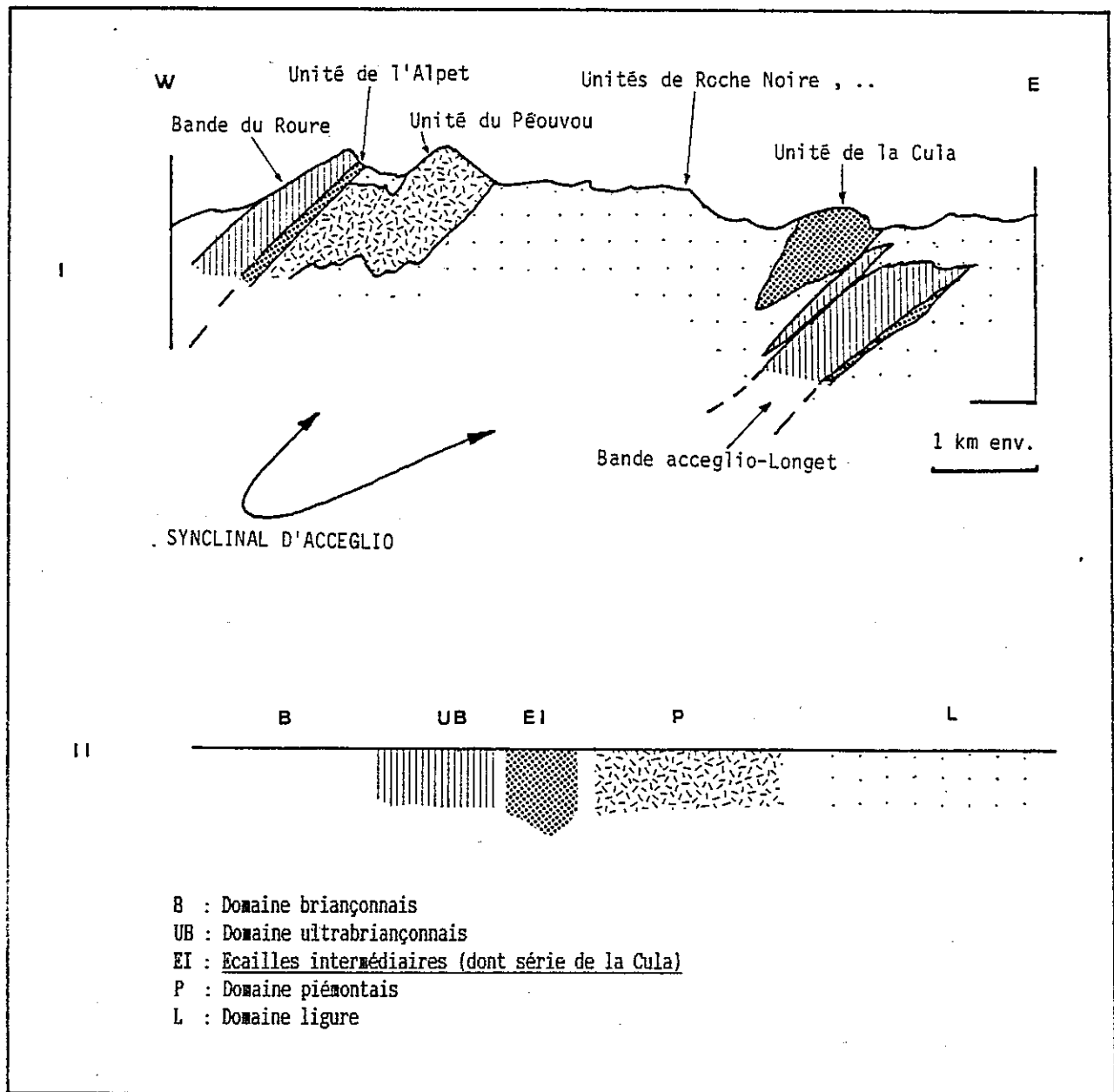


Figure IV-26 : Détermination de la position paleogéographique des "Ecailles intermédiaires", en considérant leur position dans la structure actuelle.

- I : Coupe Est-ouest très schématique, au Nord du secteur étudié.
 (en partie d'après TRICART, 1973; LE GUERNIC, 1967; LEFEVRE, 1982; voir aussi Chapitre V)
- II : Position paleogeographique supposée des différents domaines avant les épisodes tectoniques alpins

justement dans les séries ultrabriançonnaises et briançonnaises internes (domaine d'Acceglio, où le Malm repose directement sur le Permo-trias siliceux). Cette constatation ainsi que la proximité structurale actuelle entre zone d'Acceglio et unités à brèche chaotique, nous conduisent donc à supposer que la formation bréchique du Longet (et les formations similaires des Alpes occidentales) s'est mise en place au pied de l'escarpement du "méga-bloc basculé" ultrabriançonnais.

De plus, aucun des éléments de la formation ne rappelle le faciès de l'épais Lias prépiémontais qui aurait dû logiquement se sédimenter au pied de la marge européenne dont l'extrémité "orientale" est représentée par les unités piémontaises externes (ex-prépiémontais). Cette constatation est un argument supplémentaire pour infirmer l'hypothèse de la localisation paléogéographique jurassique de l'unité de la Cula, entre marge continentale européenne et océan ligure.

Ces caractères militent en faveur de la position paléogéographique de l'unité de la Cula, au pied de l'escarpement majeur du Briançonnais interne, considéré par les auteurs comme un "méga-bloc basculé" dont la tête subit une érosion jurassique jusqu'au permo-trias siliceux (séries de type Acceglio) (position II, Fig.IV-31).

* origine des ophicalcites et des prasinites

La présence de roches basiques et ultrabasiques dans la série de la Cula est la preuve d'un environnement "océanique".

Or, comme nous venons de le montrer, la série serait issue d'un domaine paléogéographique autre que le domaine ligure, classiquement seul domaine à croûte océanique sur la transversale étudiée.

Selon le schéma habituel, il en serait séparé par le domaine piémontais externe (ex-prépiémontais), dont la largeur est ici estimée à plusieurs dizaines de kilomètres et qui montre des reliefs transverses (blocs basculés), au Jurassique moyen-supérieur (LEMOINE, 1986). Il paraît alors difficile d'envisager que les éléments détritiques d'origine ophiolitique de la série de la Cula soient issus du domaine ligure, alors au début de son ouverture.

L'hypothèse la plus plausible est celle d'une mise à l'affleurement des péridotites serpentinisées, par déchirure de la croûte continentale le long du grand accident qui jalonne le contact Briançonnais-Piémontais (couloir de fractures distensives de premier ordre; LEMOINE, 1986). Cette dénudation possible du manteau supérieur (péridotites) peut être accentué par des phénomènes de diapirisme des serpentinites selon la faille majeure ou des failles transformantes associées.

Comme dans le domaine ligure, un magmatisme basique serait associé à cette montée des péridotites; les roches ainsi mises en place alimentant le détritisme observé au sommet du Malm (prasinites).

* Conclusion : diapirisme serpentineux ou océan avorté entre Briançonnais et Piémontais externe.

Les reconstitutions paléogéographiques de la marge européenne de la Téthys ligure, au Jurassique sup., ne montrent pas classiquement de montée de péridotites (manteau supérieur) au niveau du contact majeur entre domaine briançonnais et domaine piémontais.

(i) DUMONT (1982), par comparaison avec les observations de la "Colline 5100", au large de l'Espagne (BOILLOT et al., 1980), avait émis l'hypothèse d'une montée de serpentinites entre la marge piémontaise, et l'océan ligure naissant, au Malm.

Un tel schéma pourrait effectivement expliquer les caractères de la série de la Cula exposés plus haut: détritisme mixte et âge Malm, mais pas sa position structurale intermédiaire entre Briançonnais et piémontais (position 2, Fig.IV-27)

(ii) Par ailleurs, DUMONT et al. (1984), ont envisagé que les serpentinites de la série de Prafauchier (cf. par. 3.2.3,b) pouvaient provenir de zones transformantes fonctionnant au sein du domaine piémontais. De telles failles transformantes pourraient fonctionner jusque dans le domaine Briançonnais interne comme le montre la Figure IV-27 (position 2) et expliquer ainsi, la présence d'unités intermédiaires à détritisme mixte, telle la série de la Cula.

(iii) La dernière alternative, à laquelle conduit notre analyse, serait une montée des péridotites entre les domaines Briançonnais et piémontais (position 2, fig.IV-27), à la faveur de l'accident distensif de premier ordre qui les sépare. Cet accident pourrait alors correspondre, soit à un couloir dans lequel se feraient les montées diapiriques ultrabasiques (NICOLAS & al., 85), soit à l'ouverture d'un petit rift intracontinental montrant le début d'une évolution océanique, éventuellement en pull-apart, dans la mesure où la marge est partiellement en coulissage.

Les premiers matériaux mis à l'affleurement après rupture de la croûte continentale (européenne) très amincie à la limite domaine Briançonnais-domaine Piémontais, seraient des péridotites (serpentinisées). Ces roches du manteau supérieur seraient surmontées par des matériaux issus de l'érosion du rebord continental (Briançonnais interne, et (?) Piémontais externe), puis par des calcaires pélagiques du Malm. Enfin, des venues magmatiques basiques qui pourraient être issues de l'évolution normale d'une croûte océanique naissante (SABY, 1986) alimenteraient un détritisme basique (prasinites actuelles); des dépôts calcaréo-argileux et siliceux (actuels calcschistes gréseux roux) surmontent probablement cette succession.

En résumé, le faible volume représenté par les "Ecailles Intermédiaires" (dont fait partie l'Unité de la Cula) dans les zones internes des Alpes occidentales, la très petite proportion de matériel basique et ultrabasique observé dans ces séries, et leur position structurale nous amènent aux conclusions suivantes.

* Structuralement, les "Ecailles Intermédiaires" sont situées dans la zone de cicatrice du domaine d'Acceglio, cicatrice due au charriage synschisteux alpin majeur de la phase tétogénétique II (charriage des Unités ligures, TRICART, 1980). La contraction importante de l'édifice des nappes, dans cette zone de "suture" à donc, selon toute vraisemblance conduit à une réduction importante du volume de ce domaine paléogéographique téthysien.

* Malgré cette "réduction tectonique" de la quantité du matériel originel de ce domaine, nous observons encore des témoins du détritisme mixte "intracontinental". La faible proportion de matériel basique et ultrabasique indiquerait que l'"aire océanique" dont il est issu, serait de petite dimension (bien qu'aucun élément ne nous donne d'indication précise à ce sujet).

Ainsi, il semble logique de penser que ce "mini océan" naissant dans une zone de faiblesse crustale, aurait assez rapidement "avorté" (peut-être "relaté", à l'Est, par le fonctionnement de l'océan ligure ?).

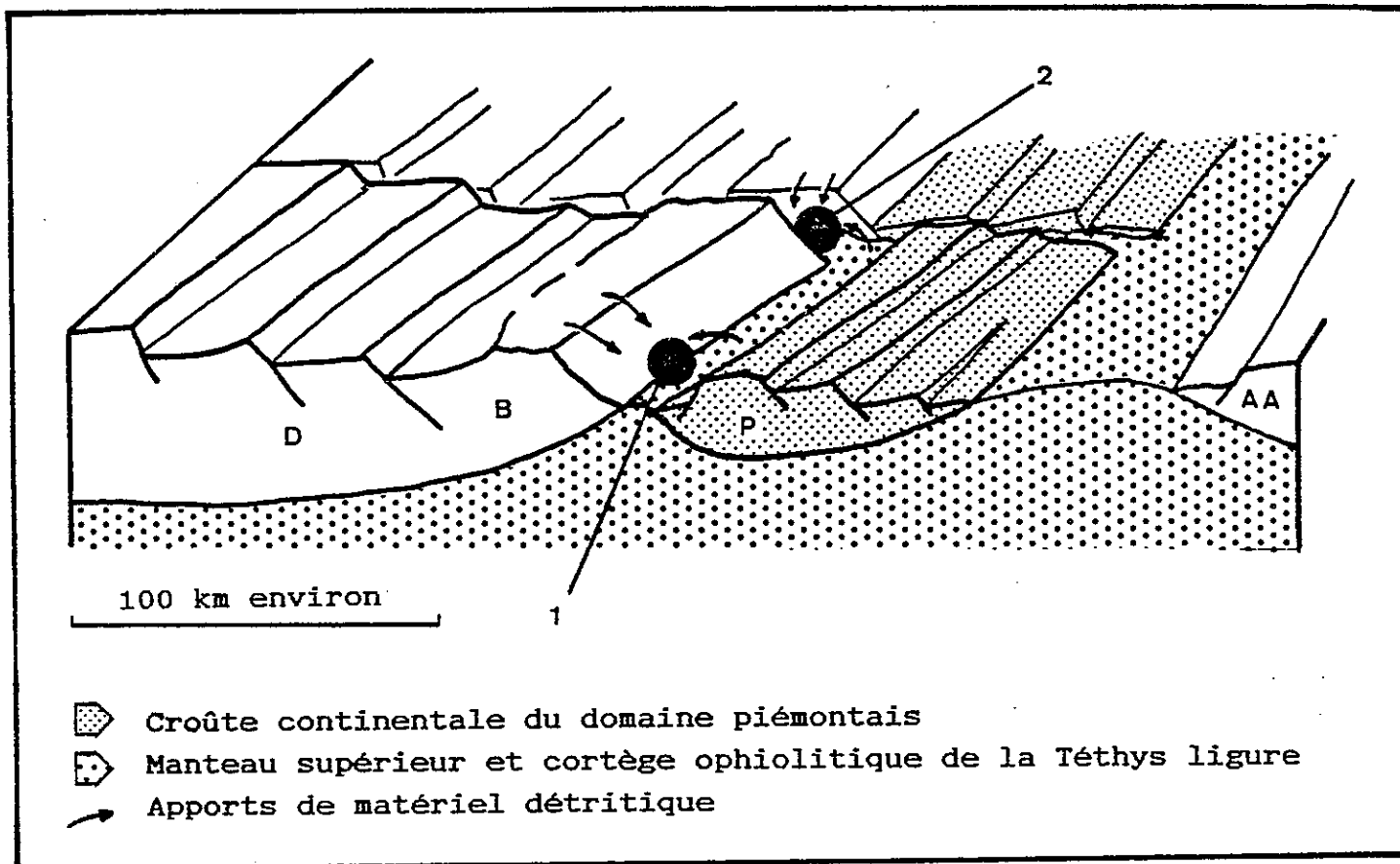


Figure IV-27 : Bloc diagramme illustrant les hypothèses proposées pour l'ouverture téthysienne, en tenant compte des éléments apportés par les caractères de la série de la Cula (voir explications dans le texte ; en partie d'après LEMOINE *in* BOILLOT et al., 1984).

D : Domaine dauphinois; B : Domaine briançonnais; P : Domaine piémontais (pointillés serrés); AA : Marge Apulo-adriatique.

1 : Le matériel détritique basique et ultrabasique de la série de la Cula est issu de l'ouverture en divergence d'un bassin (rift) à soubassement ultrabasique (ou de la déchirure de la croûte continentale) entre domaine briançonnais et domaine piémontais, au Jurassique.

2 : Le matériel détritique basique et ultrabasique de la série de la Cula est issu d'une zone transformante qui joue au Jurassique, au sein du domaine briançonnais, et qui provoque un diapirisme serpentineux (d'après les schémas de LEMOINE, *in* BOILLOT et al., 1984 et de DUMONT et al., 1985).

CHAPITRE V

Structuration alpine des Schistes lustrés de Haute Ubaye

- 1 - Chronologie et style des déformations
- 2 - Structure générale
- 3 - Liaison entre déformations superposées et grandes structures
:Exemples choisis
- 4 - Généralisation: grandes structures des massifs de Haute Ubaye
- 5 - Quatre phases tectoniques: récapitulation et comparaison avec les
chronologies régionales des auteurs
- 6 - Tentative de reconstitution tectogénétique.

1 - Chronologie et style des déformations

1.1 - Trois générations de plis principaux

A toutes les échelles, l'analyse des structures conduit à distinguer trois générations successives de plis.

Bien que les déformations s'expriment de façon très différente selon les matériaux (gabbros, radiolarites, calcaires, schistes, etc.), et selon la localisation (position par rapport aux grandes structures: voir plus loin), nous pouvons préciser les caractères principaux de chacune de ces phases de plissement.

Les deux premières générations sont pratiquement coaxiales et de direction proche d'E-W. Elles montrent des plis à toutes les échelles dont le plongement axial vers l'WSW est dû à l'acquisition tardive du pendage général vers l'Ouest des unités de la région (rétrodéversements).

Les figures de superposition entre ces deux phases, nous permettent de les distinguer. Ces figures sont de divers types:

- les plis replissés qui sont les exemples les plus fréquents,
- les figures d'intersection entre schistosités,
- les rotations de linéation et de schistosité autour de charnières (voir exemples plus loin).

La troisième génération de plis correspond à des plis d'axes N-S, horizontaux, déversés vers l'Est. Ils sont liés à l'acquisition du pendage Ouest généralisé et au développement de cisaillements à vergence est; c'est la phase de rétrodéversement.

Ces trois générations de plis déforment une stratification et une foliation préexistante. Cette foliation transpose, dans le détail, la stratification. Par contre, aucun pli ni aucune linéation associés à cette foliation n'ont été observés: c'est un problème classique dans les unités de la région (voir par. 4).

Par convention, nous nommerons ces différentes générations de structures, de la manière suivante:

- S1 : foliation initiale (transposant la stratification S0)
- P2 : pli de "première" génération à axe E-W plongeant vers l'WSW
- P3 : pli de "seconde" génération à axe E-W plongeant vers l'WSW
- P4 : pli de "troisième" génération à axe N-S horizontal

A chacune de ces générations de plis est associée une linéation (notées respectivement: L2, L3, L4) et une schistosité (notées respectivement: S2, S3, S4).

Par l'analyse de quelques affleurements démonstratifs (par. 1.2), nous préciserons la géométrie et le style de chacune de ces phases (par. 1.3).

1.2 - Géométrie et style des trois phases de plissement

1.2.1 - Les plis P2 et les structures associées

Les plis P2 sont rarement identifiables sans ambiguïté à l'échelle mésoscopique. Les exemples les plus démonstratifs sont d'échelle cartographique (par. 2 et 3). Ce sont le plus généralement, des plis isoclinaux ou très fermés à charnière aiguë (figs.V-1 et V-3)

Ils sont associés à une schistosité de crénulation (S2), bien exprimée dans les prasinites et les quartzites (métaradiolarites: figs. V-2 et V-4), ainsi que dans les calcschistes où elle est particulièrement serrée. Par contre, dans les calcaires marmoréens ou zônés, cette schistosité est souvent peu visible (figs. V-5 et V-6). Cette schistosité S2 transpose une foliation (S1) antérieure matérialisée par des amphiboles bleues et des phengites (fig.V-2). Elle représente, la schistosité régionale principale.

Une linéation L2 qui semble être celle que l'on retrouve sur tous les affleurements (et qui plonge actuellement, en moyenne, vers l'WSW), se développe parallèlement à l'axe des plis (fig.V-5). Suivant le matériel et la localisation dans les structures, c'est une linéation minérale, une linéation d'étirement, une linéation d'intersection et/ou une linéation de microplis. Localement, elle est matérialisée, dans les calcschistes, par des structures en "rods". Au total, cette linéation composite représente la linéation régionale principale.

Dans les calcaires, le style des plis P2 est difficile à distinguer de celui des plis P3 sauf en cas de superposition claire des charnières et/ou des schistosités (fig.V-6).

1.2.2 - Les plis P3 et les structures associées

Au contraire des précédents (P2), ce sont les plis P3 mésoscopiques qui sont les plus fréquemment observés dans la zone étudiée.

Ils montrent des styles très variables selon les matériaux qu'ils affectent.

Dans les calcaires ou les alternances de la Formation de la Replatte, ce sont, le plus souvent, des plis sub-semblables dissymétriques qui montrent un déversement variable vers le Sud (figs.V-8 et V-9). Dans les lithologies phylliteuses (schistes, prasinites phylliteuses ou métaradiolarites), ils présentent des charnières plus fermées et sont associés à une schistosité de crénulation bien développée (figs.V-8,V-10, V-7 et V-11). A l'interface entre deux lithologies différentes (calcaire-chloritoschistes ou prasinites-schistes), se développent des meneaux caractéristiques d'un important contraste de ductilité (fig.V-8).

Localement, les plis de "phase 3" sont ptygmiques (dans la charnière d'une structure d'ordre inférieur: fig.V-7).

La linéation associée L3 n'est généralement pas bien exprimée. C'est une linéation d'intersection et de microplis parallèle à l'axe des plis mésoscopiques qui n'est guère visible que dans les zones de charnière.

Ces plis reprennent les structures antérieures:

- L2, linéation principale qui tourne autour des charnières sous un angle fermé (10 à 30°: fig.V-11 et V-12).
- S2, schistosité principale qui tourne autour des charnières P3 (fig.V-13).

En conclusion, les plis P3 sont les mieux exprimés à toutes les échelles, dans la région.

1.2.3 - Les plis P4 et les structures associées

Ils sont caractérisés par leur direction axiale moyenne NS, et leur style qui, bien que très variable est différent de celui des plis P2 ou P3.

Dans la masse des calcschistes, les plis P4 les plus fréquemment rencontrés sont des pli mineurs décimétriques, dissymétriques (flanc long et flanc court), avec une nette vergence est, à axe courbe, parfois acylindrique (fig.V-15 et V-16). Sur certains affleurements la dispersion des axes, qui restent toutefois contenus dans le plan moyen S4 peut atteindre 50° (fig.V-14).

Ailleurs, les plis P4 se développent en rouleaux à axe subméri dien déversés vers l'Est, et à charnière de type concentrique plus ou moins aplati voire sub-semblable (fig.V-17), qui sont associés à une schistosité de plan axial localement serrée. Parfois, les plis P4 montrent des figures d'étirement-cisaillement des flancs courts (fig.V-19).

On observe donc tous les intermédiaires entre des plis réglés à charnière arrondie, de type plus ou moins concentrique, et des plis isoclinaux quasi-semblables à axe courbe associés à un très important étirement transverse à leur axe. Cet étirement peut, dans les carbonates, être matérialisé par une belle linéation (fig.V-15 et V-16).

Une schistosité de fracture (S4) se développe localement avec un pendage variable (faible à moyen), vers l'Ouest. Elle peut reprendre les schistosités antérieures sous un angle important (fig.V-18).

Ces structures 4 reprennent toutes les structures précédentes en les basculant vers l'Ouest, en les replissant (fig.V-20) et/ou en les réorientant parallèlement à la direction d'étirement E-W (fig.V-15, V-16).

1.3 - Caractères généraux des structures

Malgré leurs styles variables, les trois phases de plissement mises en évidence sont distinguables:

- par leur direction axiale (P2-P3 vis à vis de P4)
- par leurs vergences (P2 vis à vis de P3)
- et surtout, par les nombreuses figures de superposition que l'on peut observer et qui, seules, permettent d'établir une chronologie relative.

Nous préciserons successivement les caractères des structures de chaque phase, de la plus récente à la plus ancienne, afin de tenir compte des effets (réorientations, reprises) de chaque phase sur la précédente.

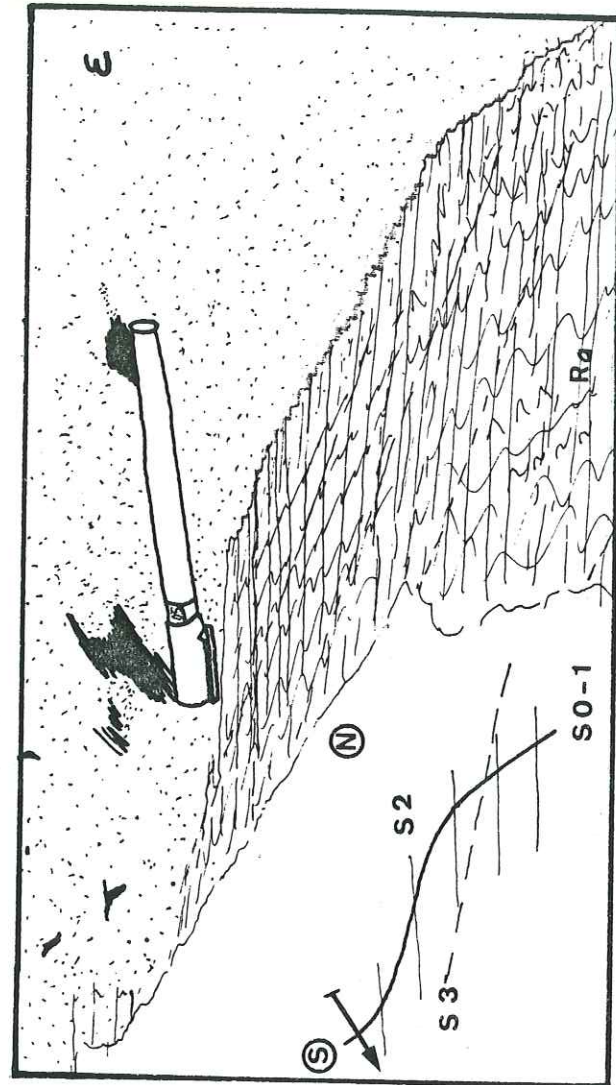
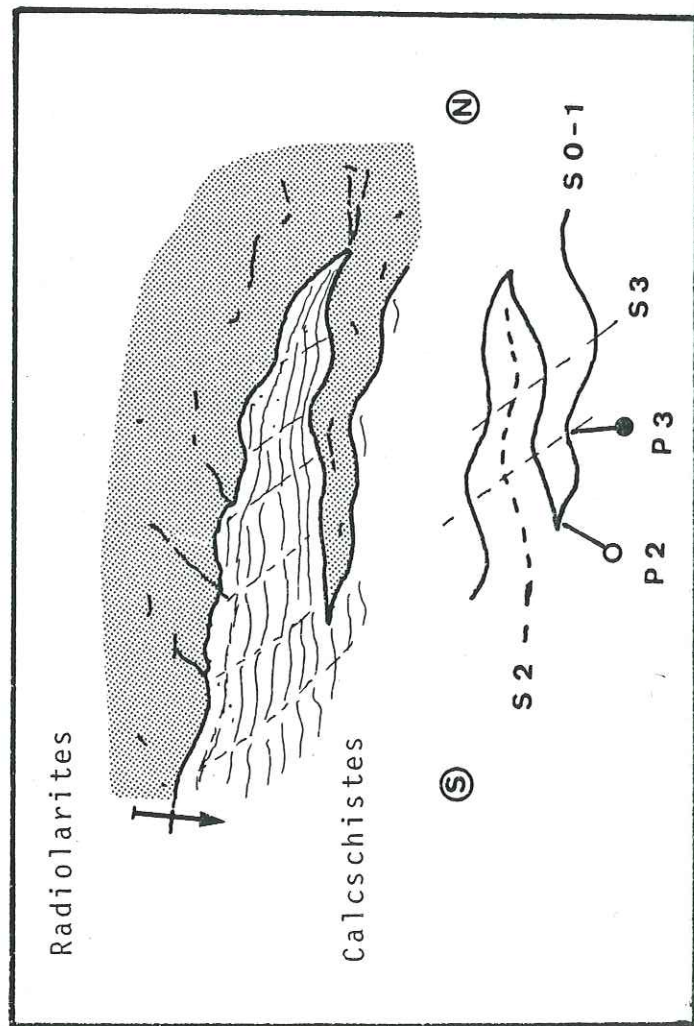
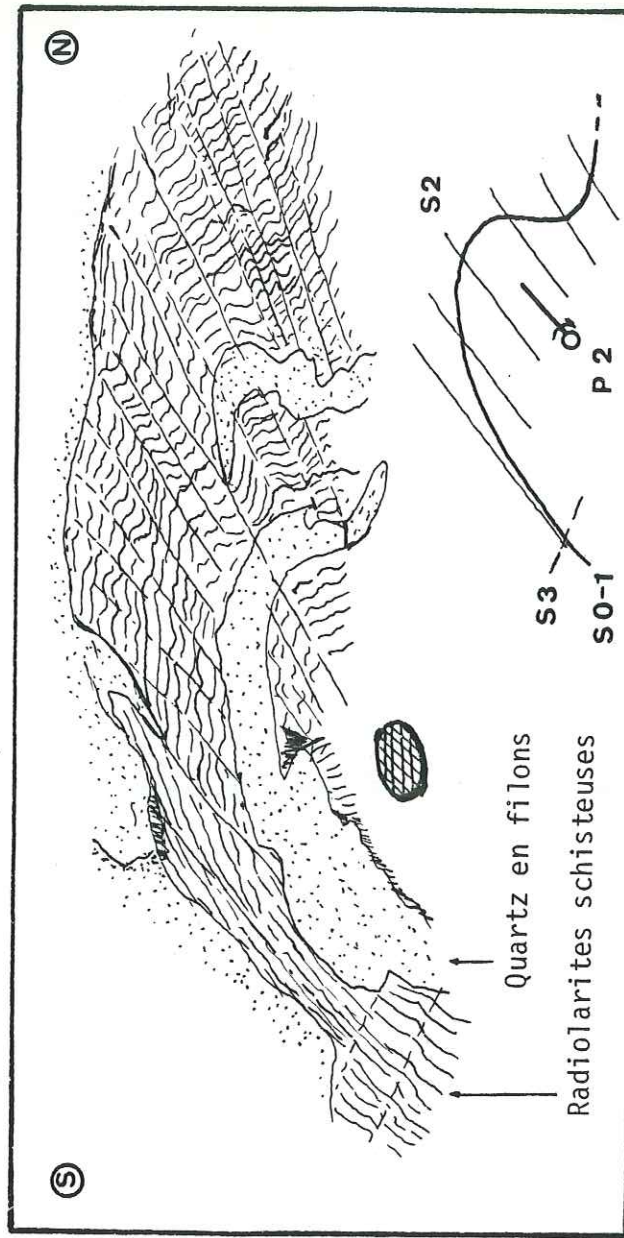
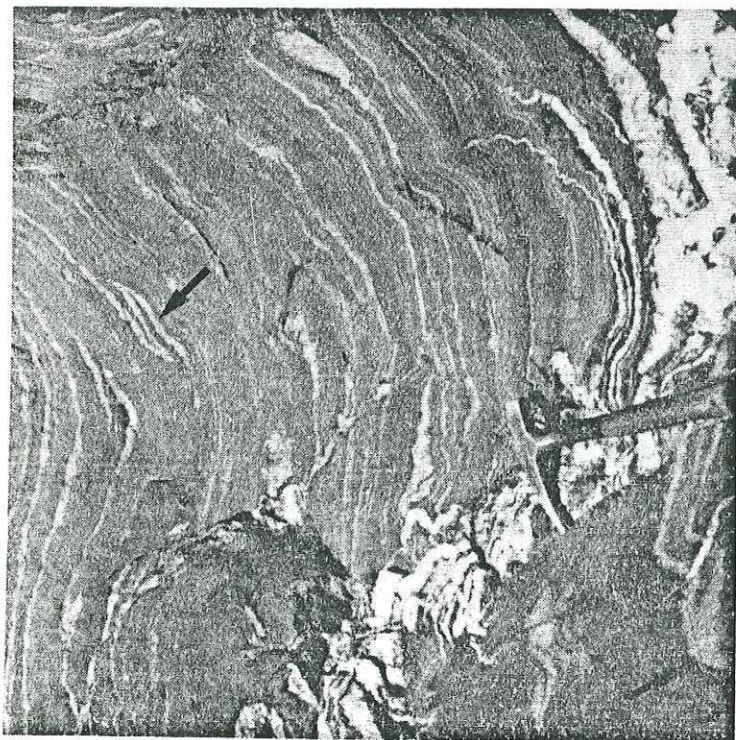


Figure V-1 : Plis P2 décimétriques dans les métaradiolarites du Ravin de la Noire

Les plis P2 fermés, à charnière aiguë, sont dessinés par les niveaux de quartzite clair, au sein des schistes hématitiques rouges

Figure V-2 : Plis P2 et schistosité associée dans les métaradiolarites du Vallon de Rubren

La schistosité de crénulation, ici très serrée qui affecte le niveau de jaspes chloriteux est associée aux plis P2 dissymétriques. Elle est sécante sur la stratification (S0-S1), ce qui est exceptionnel. Vers la droite on remarque la parallélisation entre la schistosité S2 et la stratification, géométrie très répandue qui explique la difficulté fréquente pour distinguer la schistosité S2 de la stratification (S0-S1).

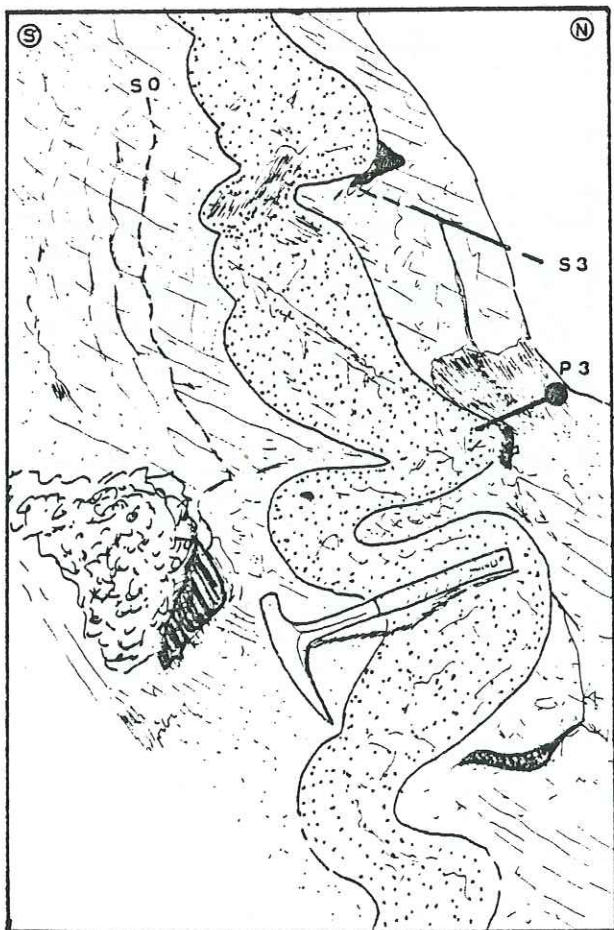
Figure V-3 : Plis P2 décimétriques dans la face orientale du Pelvat de Chabrière

Les plis P2 se développent à l'interface jaspes radiolaritiques-calcschistes. Ces plis isoclinaux ont une charnière aiguë très étirée. Ils sont légèrement déformés dans des plis P3 ouverts (charnière majeure de pli 3).

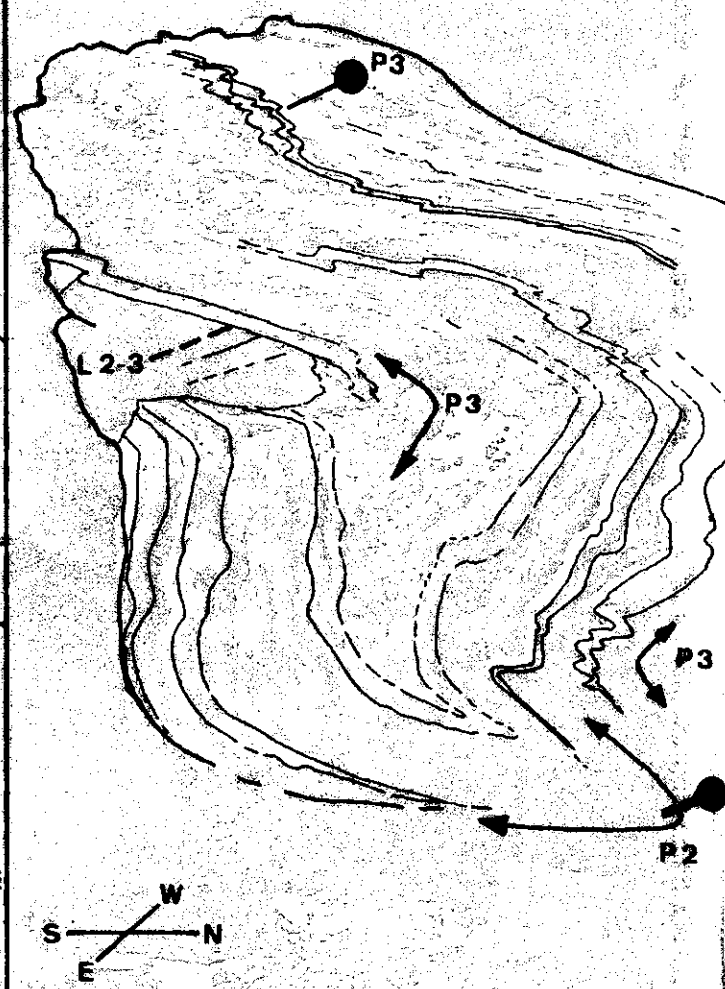
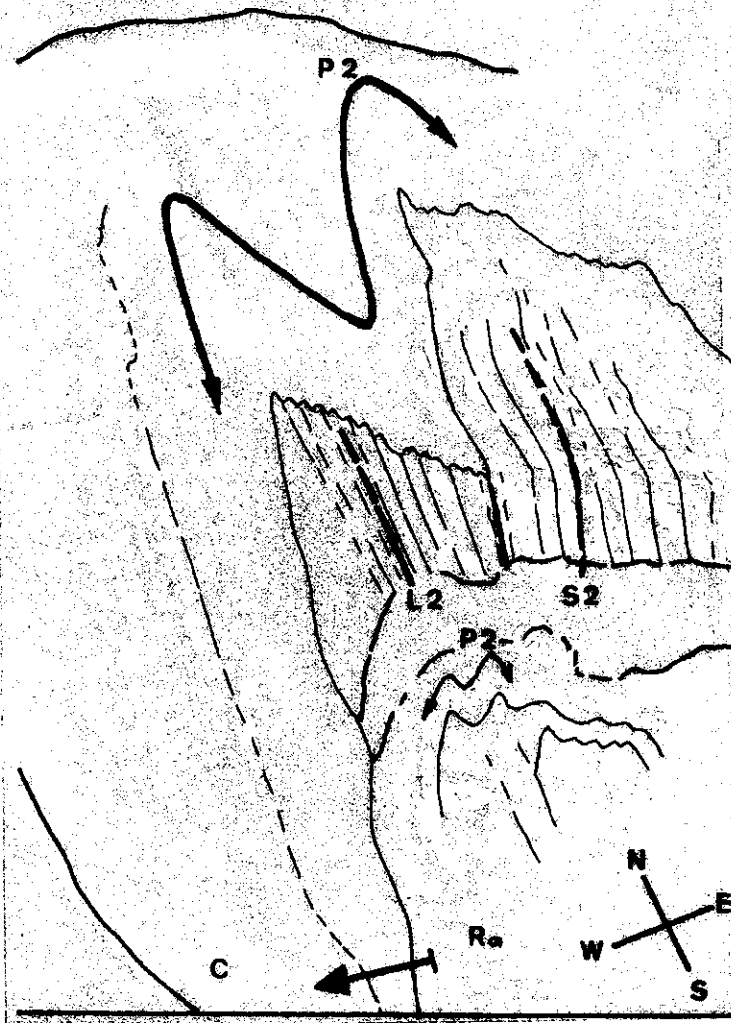
(\longleftrightarrow polarité)

Figure V-4 : Schistosité de crénulation S2 à l'interface prasinites-radiolarites (Vallon de Rubren)

Le contact prasinite (\mathcal{E}) - métaradiolarites (Ra) est microplissé et traversé par une schistosité de crénulation oblique par rapport à la limite stratigraphique (qui correspond aussi vraisemblablement à la surface S1: foliation à amphiboles bleues). La schistosité S3 qui se surimpose est très peu visible à cause du très faible angle avec S2 (10 à 15°).



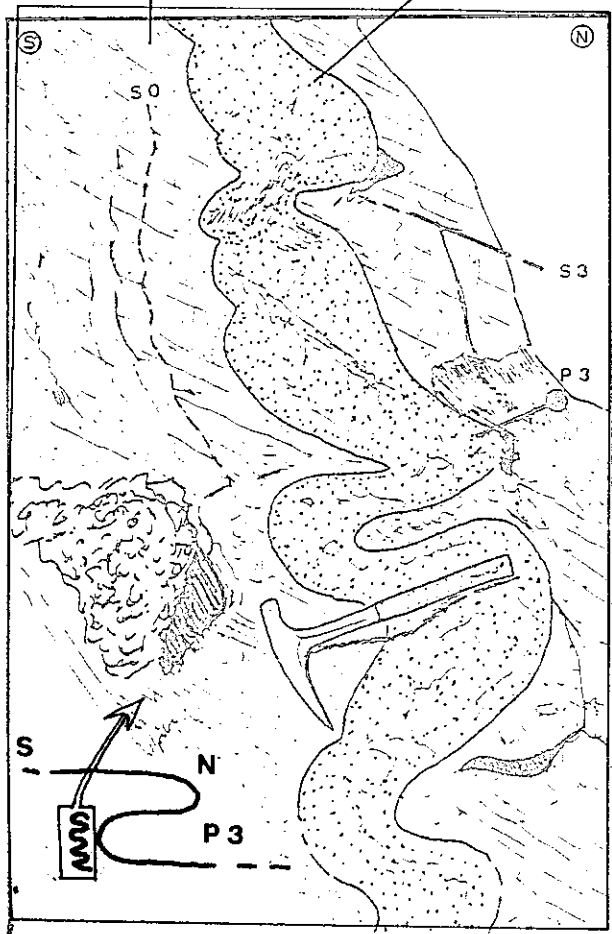
V-5



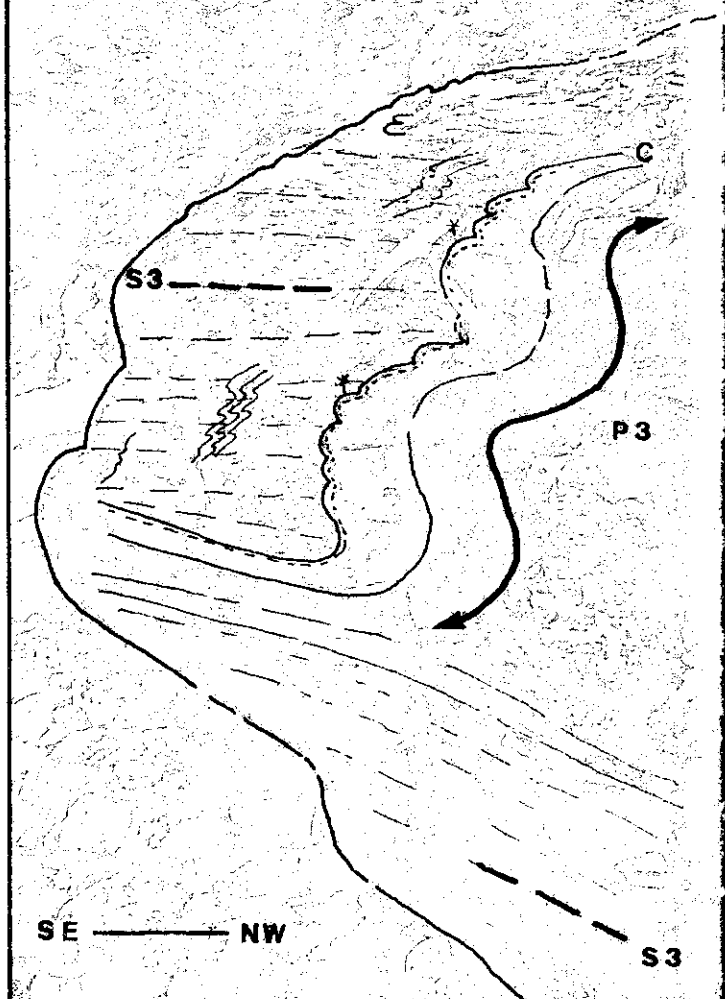
chloritoschistes

ankérite

V-7



V-8



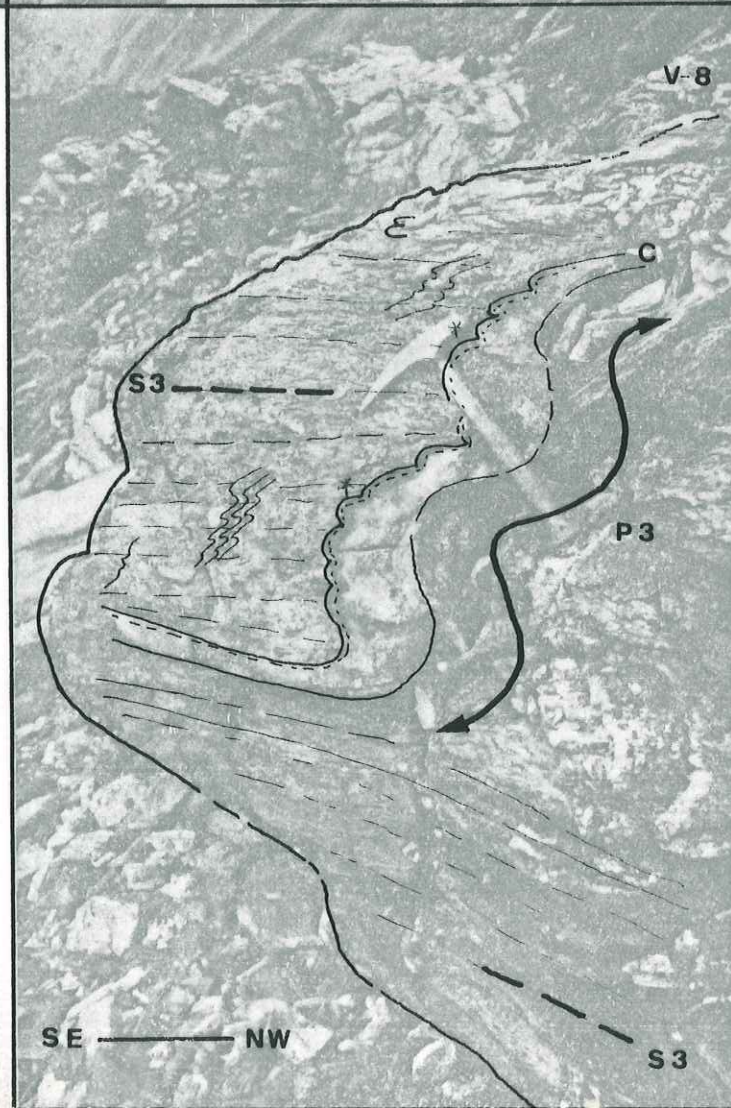
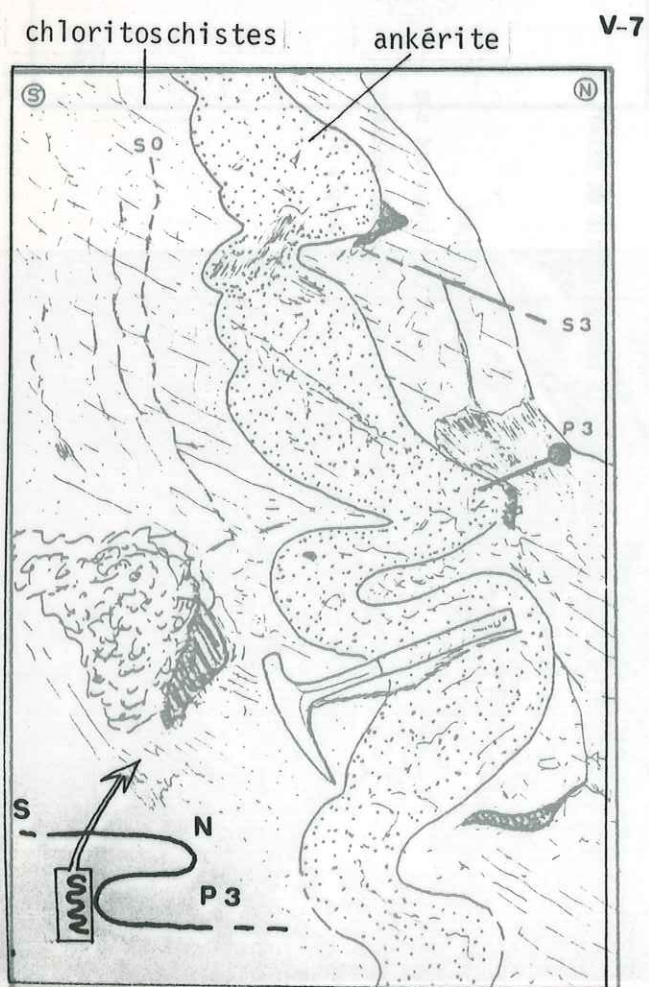
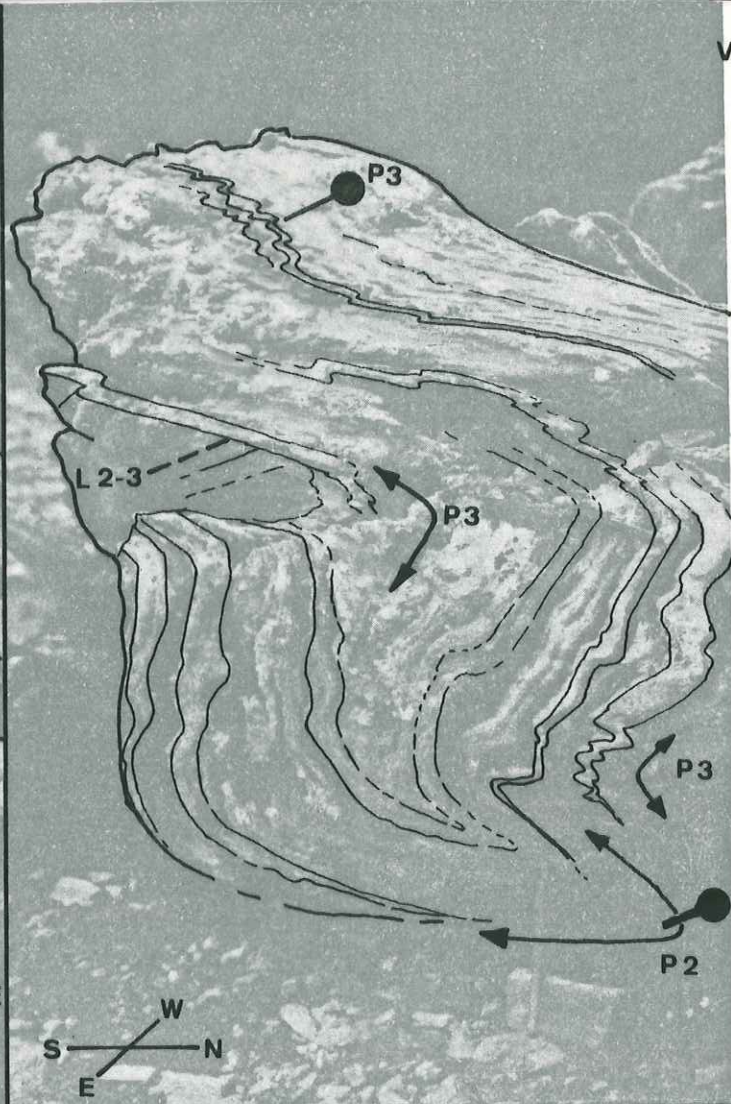


Figure V-5 : Linéation L2 et schistosité S2 dans une charnière de pli P2 pluridécinétrique (Vallon de Rubren)

Le pli P2 est dessiné par l'interface calcaire marmoréen (C) - métaradiolarite schisteuse (Ra). Une schistosité de crénulation (S2) serrée apparaît dans les niveaux schisteux et souligne le plan axial du pli alors qu'elle est difficilement visible macroscopiquement dans les calcaires. Ceci est dû au fluage du calcaire qui garde un aspect massif. A la charnière du pli se développe une forte linéation d'intersection et de microplis (L2) parallèle à l'axe P2.

Figure V-6 : Pli P2 repris dans un pli P3 (calcaires zônés dans le vallon de Rubren)

Les niveaux siliceux des calcaires zônés enregistrent généralement bien les figures d'interférence de plis.

Ce cliché montre bien la différence de style entre les deux générations de plis, dans un même matériel; le pli P2 montre une charnière beaucoup plus aiguë et étirée et des flancs beaucoup plus longs que les plis P3, qui le déforment. P2 et P3 sont coaxiaux (E-W).

Remarquer l'absence de schistosité apparente dans le calcaire.

Figure V-7 : Plis ptygmiques dessinés par un niveau ankéritique dans les chloritoschistes (vallon de Rubren)

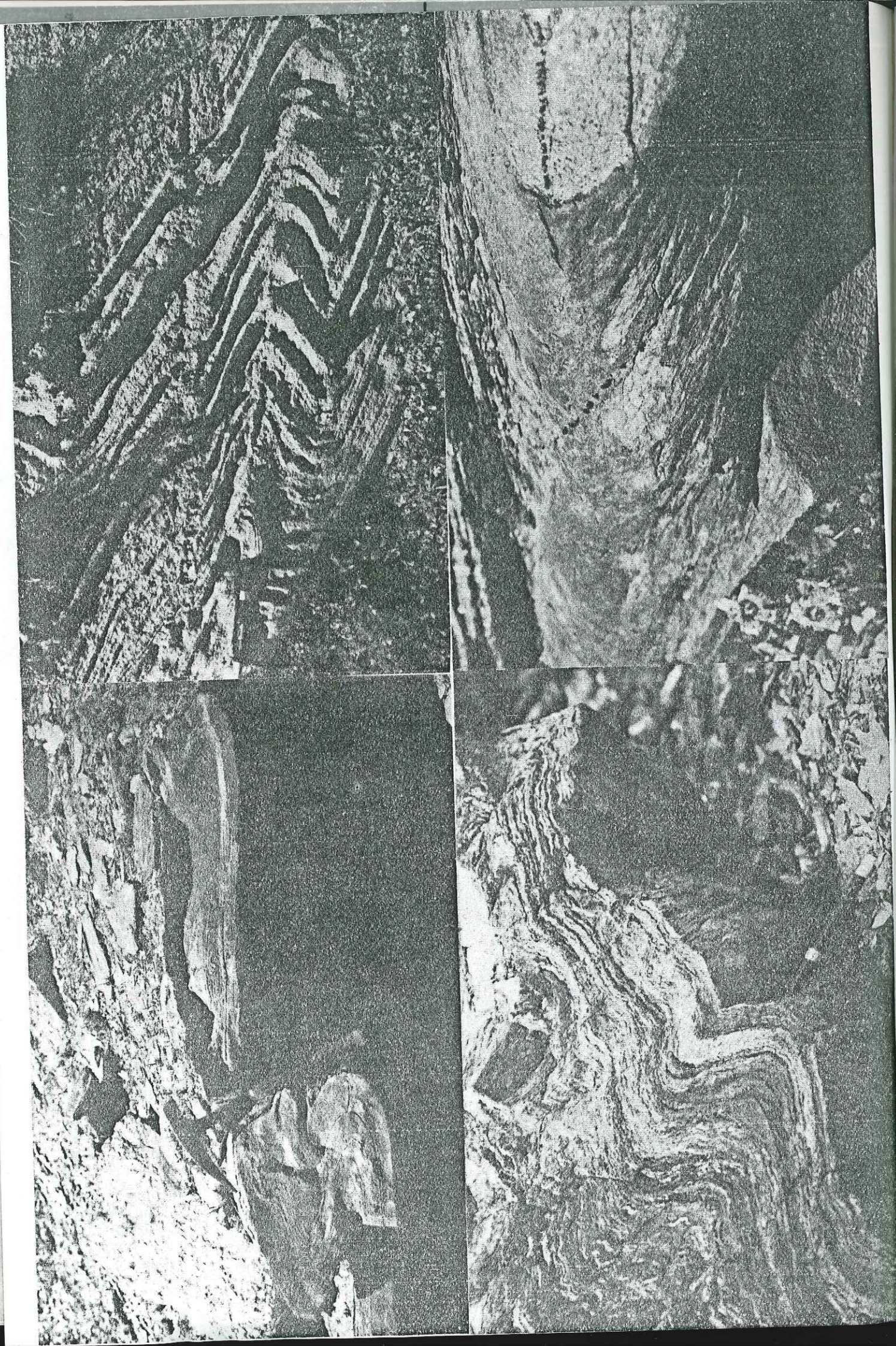
Ces plis P3 se développent à la charnière d'un pli d'ordre inférieur (extrados d'une antiforme couchée vers le Sud). Ils sont associés à une schistosité de crénulation S3 bien exprimée dans les chloritoschistes.

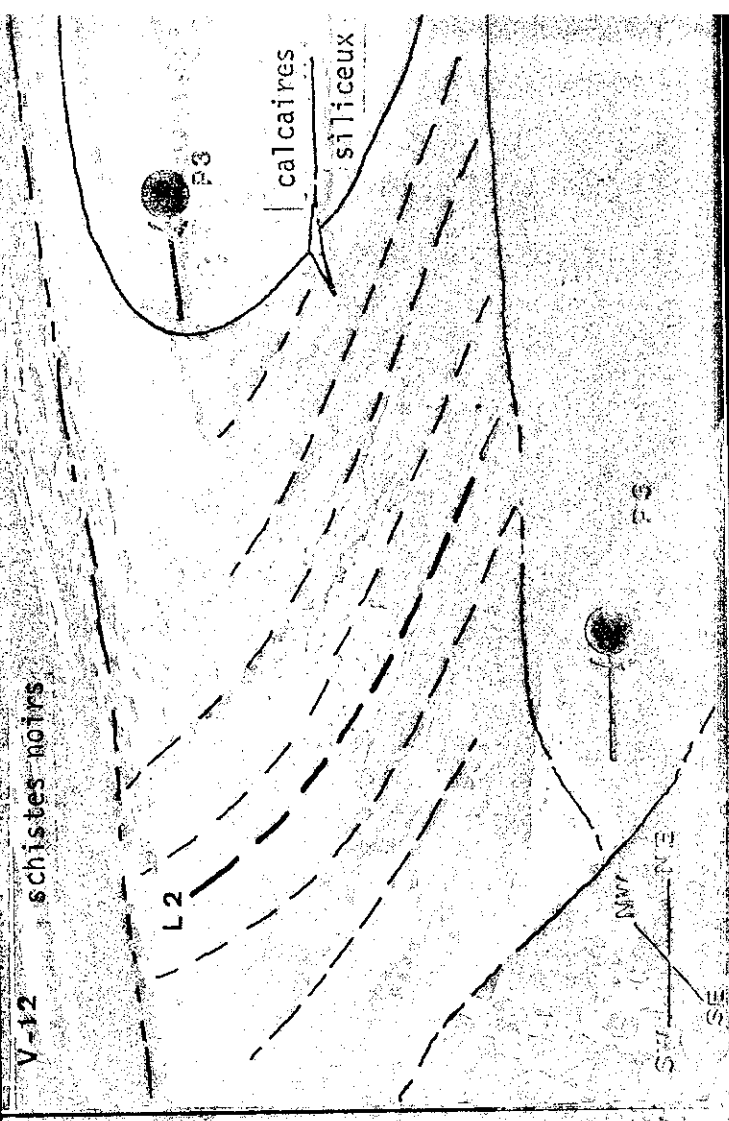
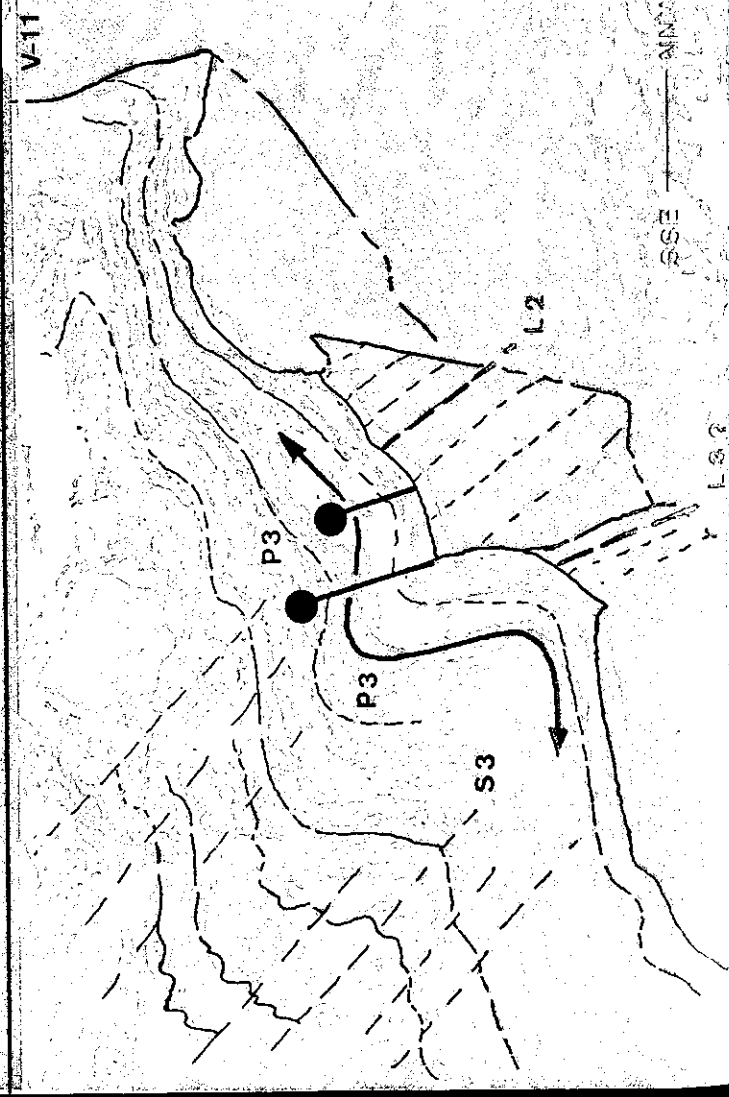
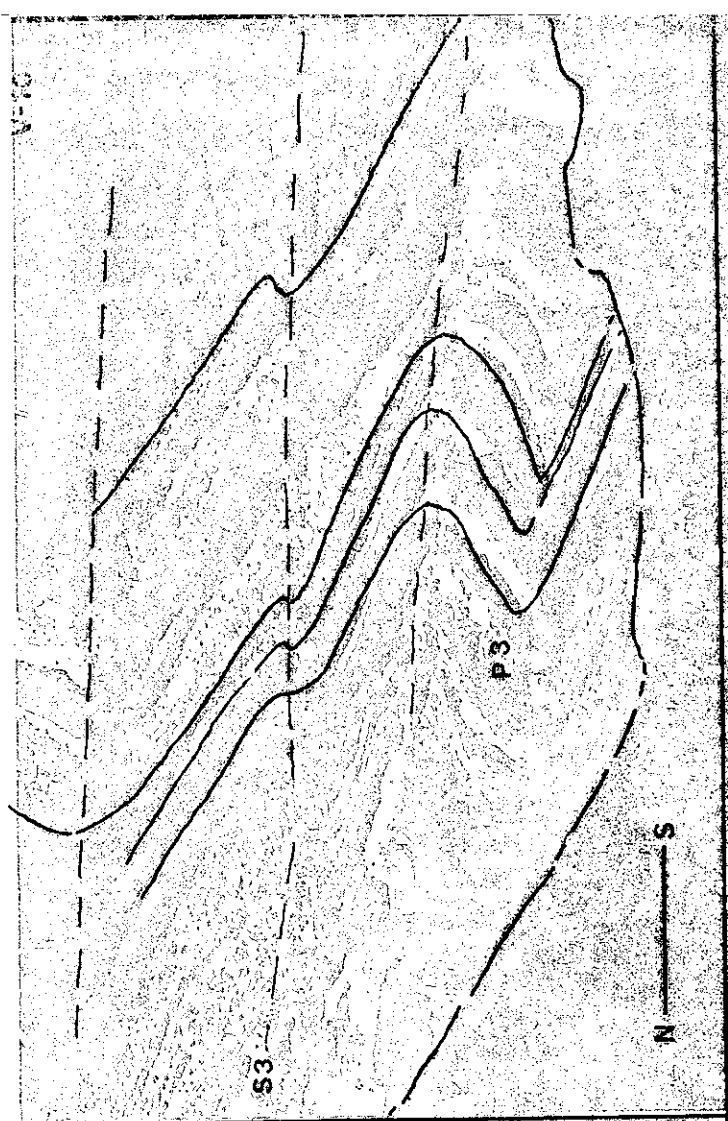
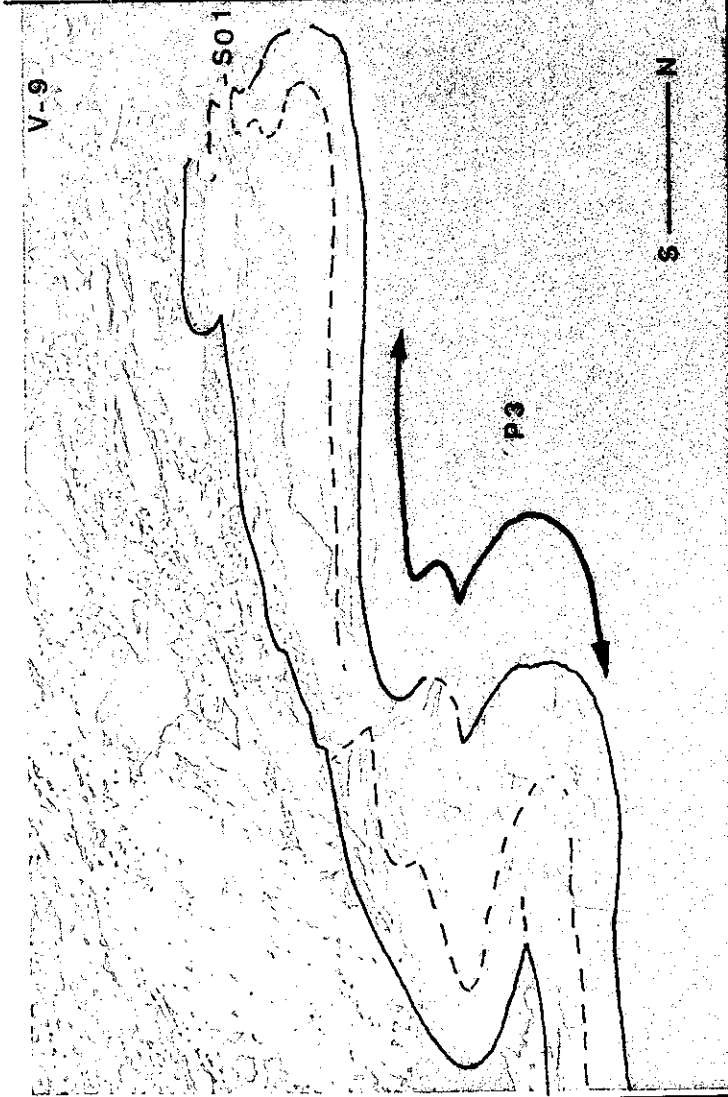
Figure V-8 : Pli dissymétrique, meneaux et schistosité troisième génération au contact calcaire marmoréen chloritoschistes (vallon dell Nigra, NE de la Tête des Toillies)

Le pli P3 est légèrement déjeté vers le Sud. A proximité de sa charnière, des meneaux (*) se développent, dans les calcaires marmoréens (Cm), au contact des chloritoschistes. Dans les chloritoschistes très phylliteux, une schistosité de crénulation S3 importante se développe. Elle est associée à de multiples microplis.

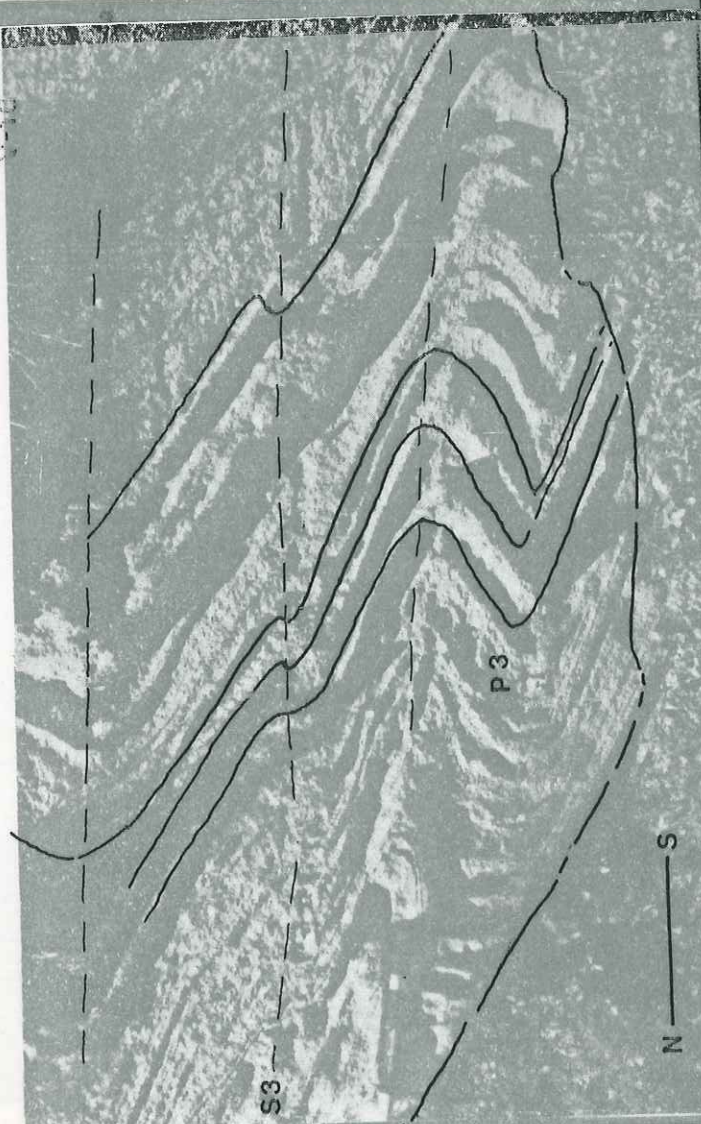
Cette figure illustre à nouveau, la différence dans les styles de plissement selon les matériaux.

On remarque que la schistosité est parallèle au flanc long du pli P3.

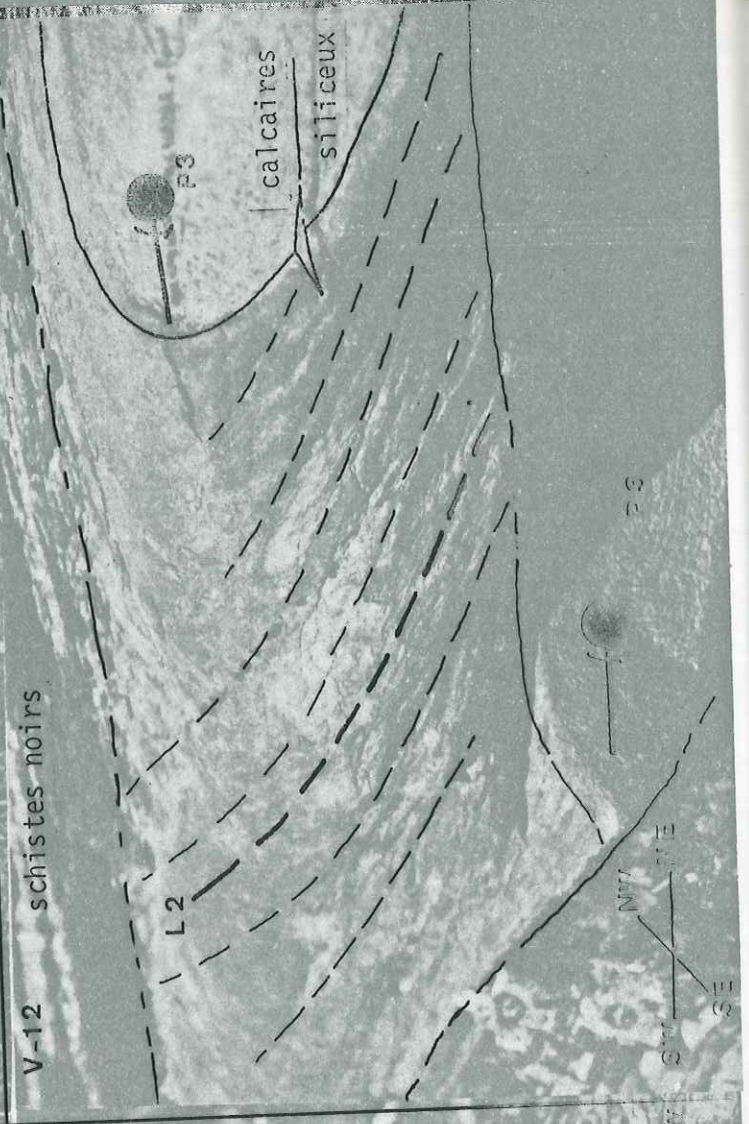




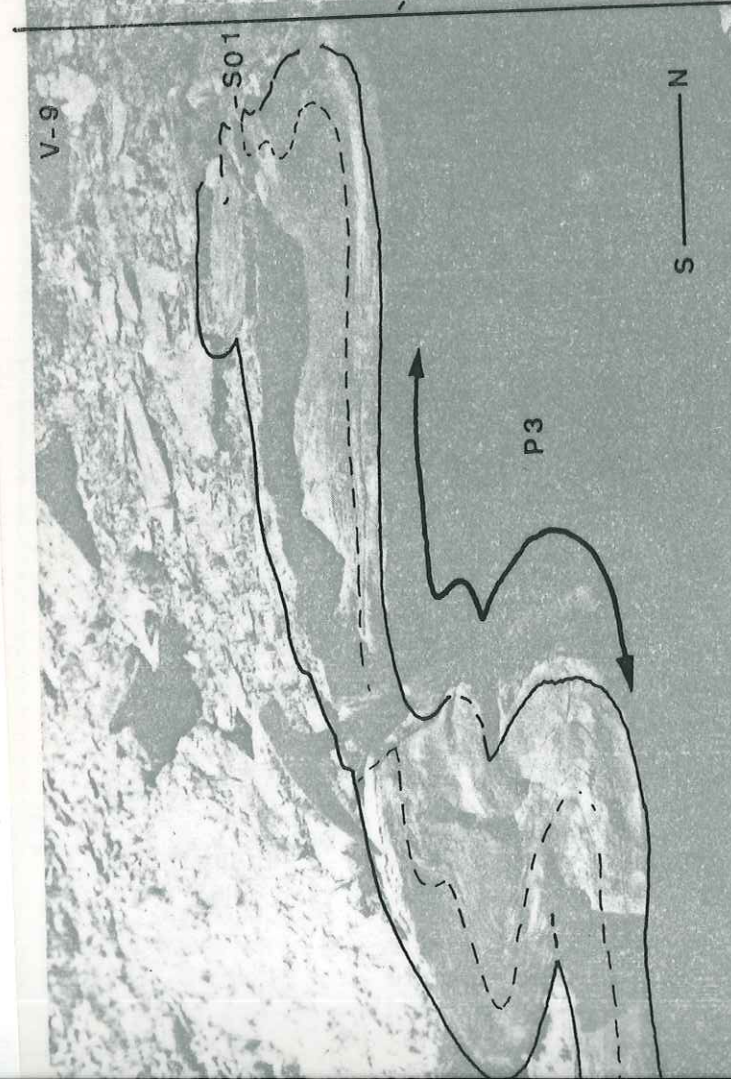
V-10



V-12 schistes noirs



V-9



V-11

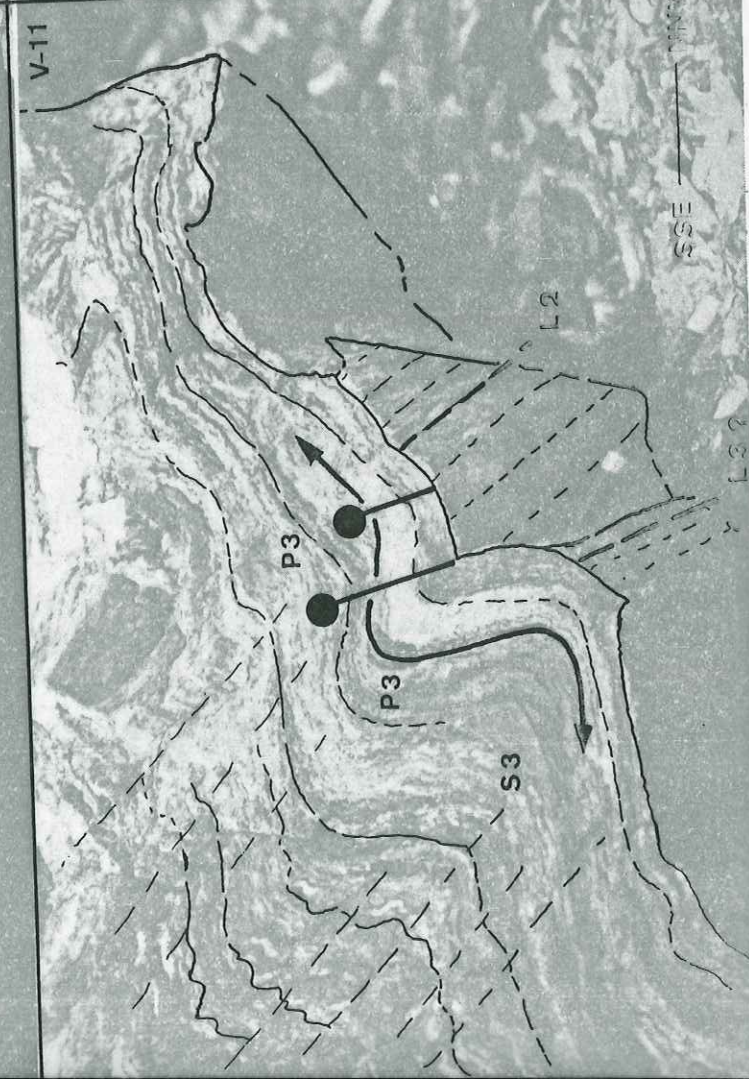


Figure V-9 : Pli dissymétrique P3 dans la Formation de la Replatte (Tête de la Gavie)

Le pli est dessiné par un banc de calcaire siliceux de la Formation de la Replatte. Il montre une forte dissymétrie, son flanc court montrant un fort pendage. Il a un profil géométrique de type concentrique légèrement aplati.

Figure V-10 : Plis P3 semblables dissymétriques, en chevron, dans les calcaires marmoréens zônés (Vallon du Longet)

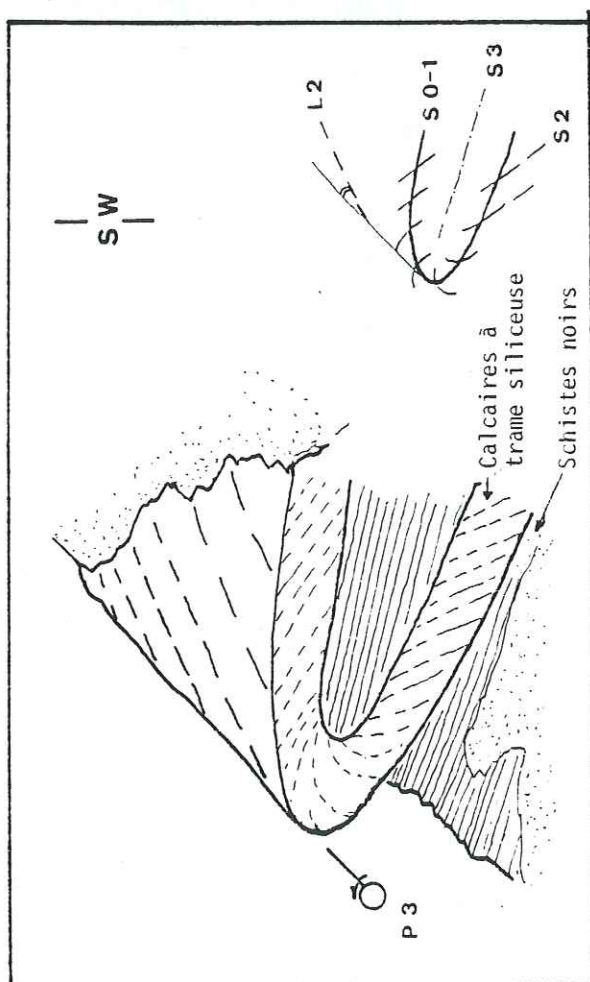
Remarquer, leur déversement vers le Sud et la schistosité très frustre.

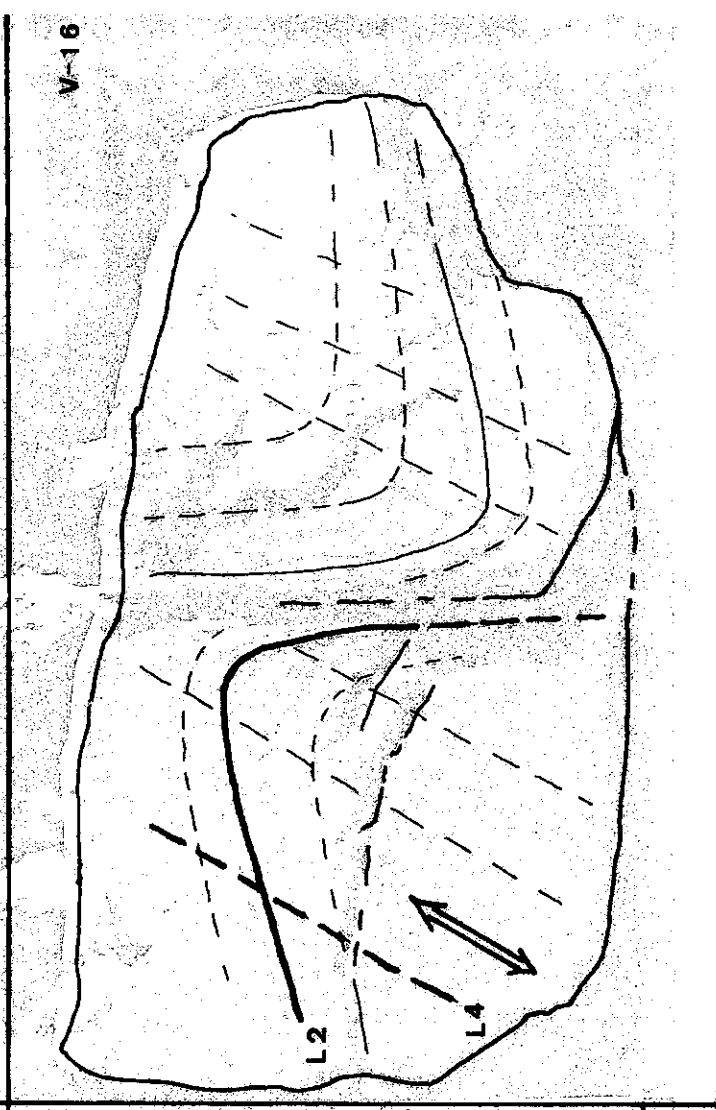
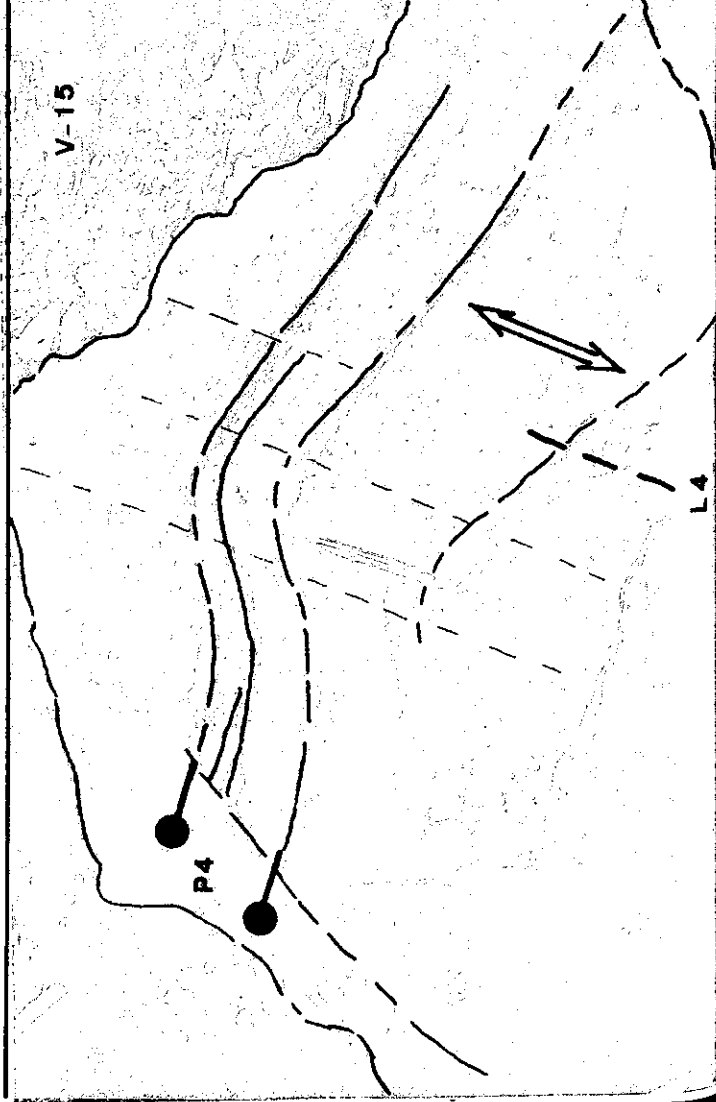
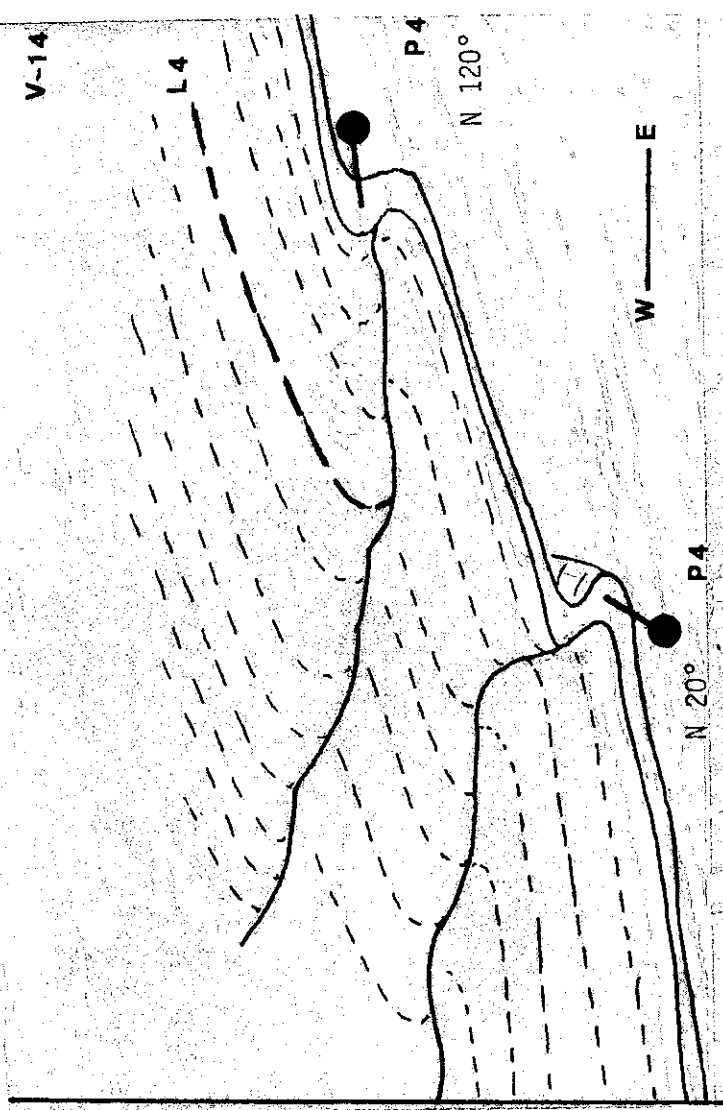
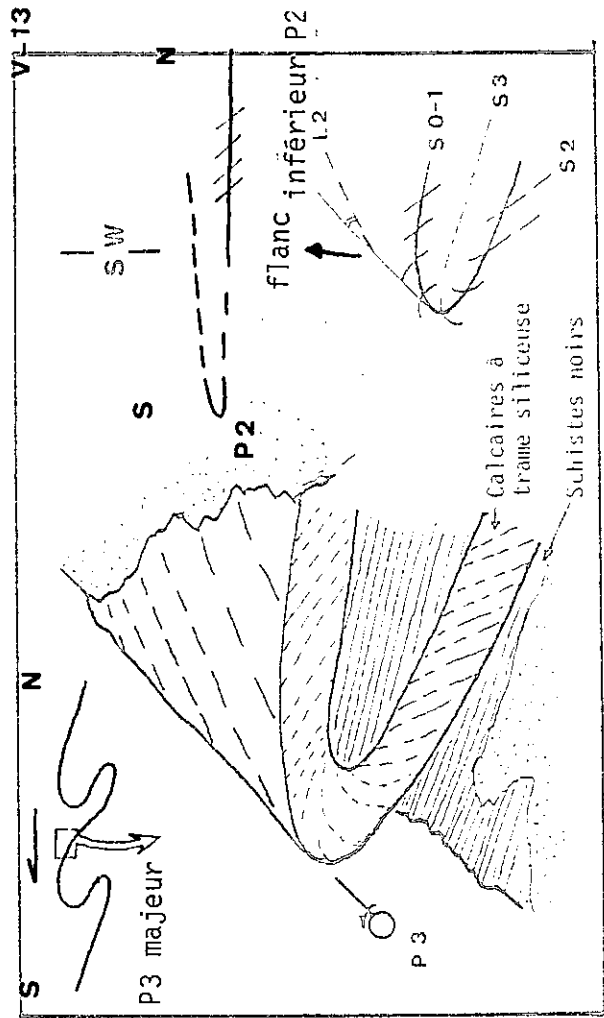
Figure V-11 : Plis P3 décimétriques reprenant une linéation L2, dans les prasinites de la Platte Chamoussière

Les plis P3 dissymétriques sont de type concentrique, à charnière arrondie, une schistosité de plan axial leur est associée. La linéation principale (L2) est reprise, sous un angle faible (quelques degrés) et tourne autour des charnières. La linéation associée aux plis P3 est, elle, peu marquée.

Figure V-12 : Plis P3 décimétriques reprenant une linéation L2

Le pli est dessiné par un banc de calcaire siliceux de la Formation de la Replatte (arête occidentale de la Pointe de Cornascle). Il est de type concentrique aplati, et montre un déversement vers le SE. Son plongement axial (SW) est conforme à celui de l'ensemble des structures 3. Dans le secteur, la linéation principale tourne autour des axes sous un angle de 20 à 25°. Cet exemple est typique des figures de superposition de structures de générations 2 et 3.





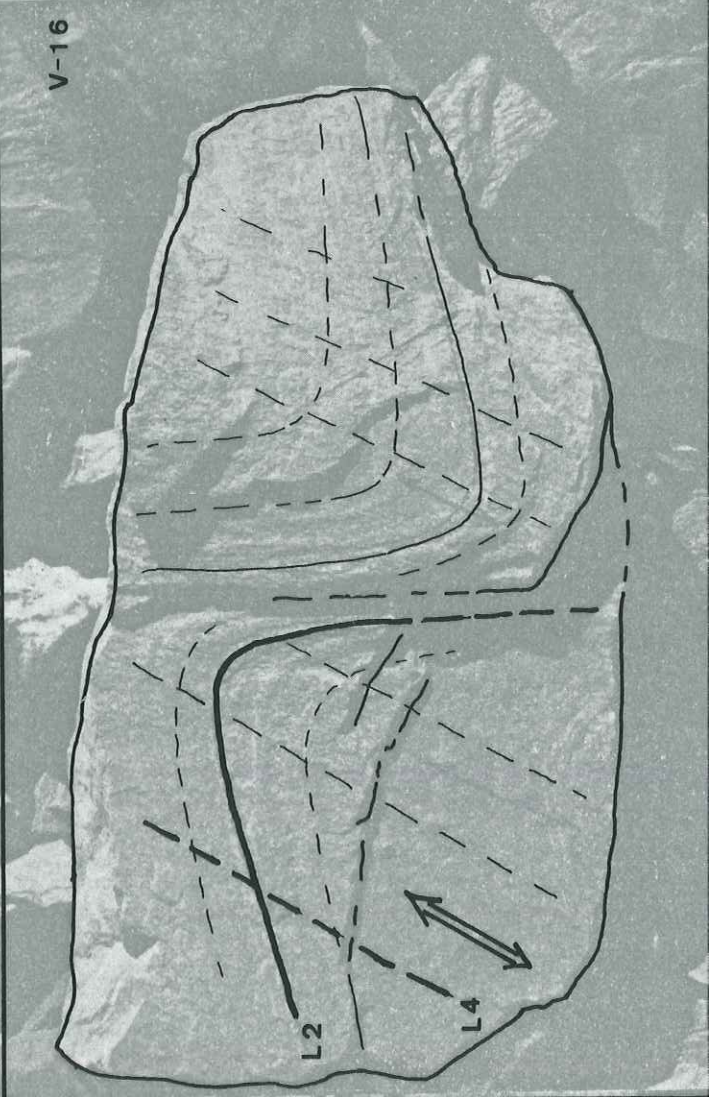
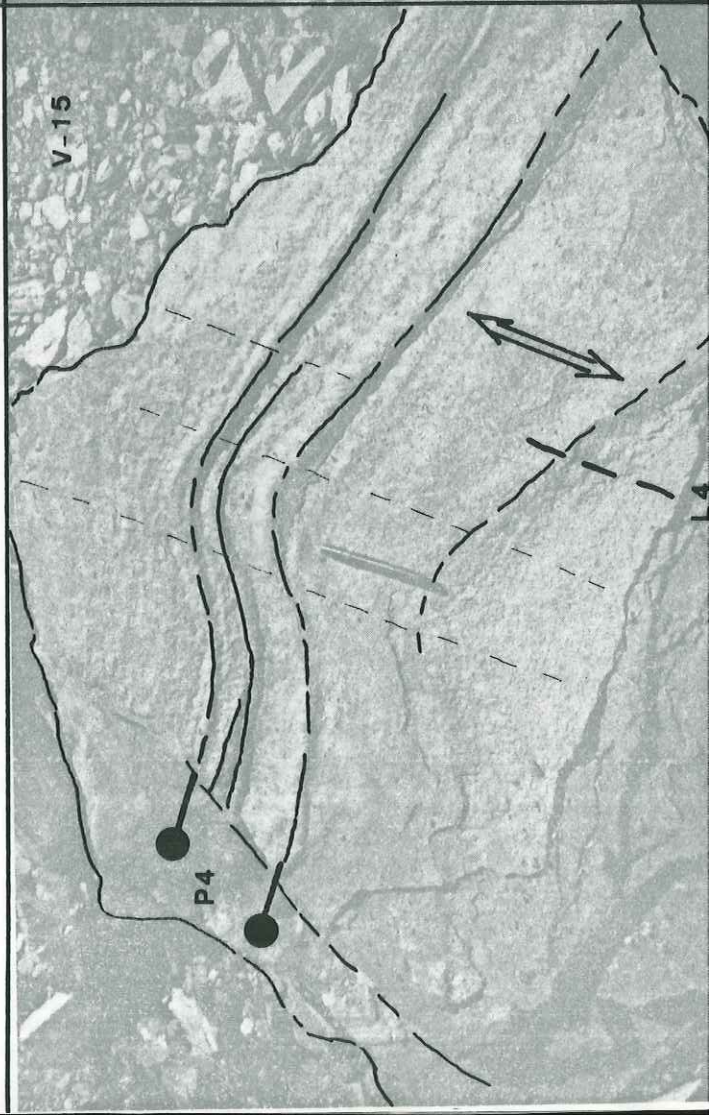
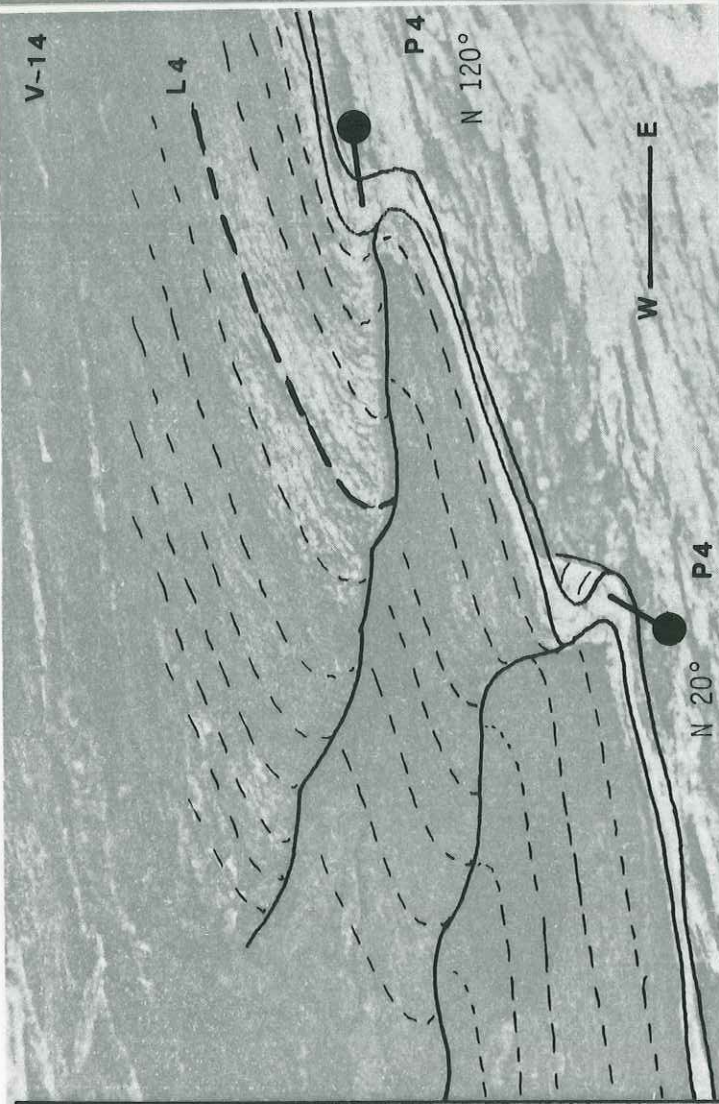
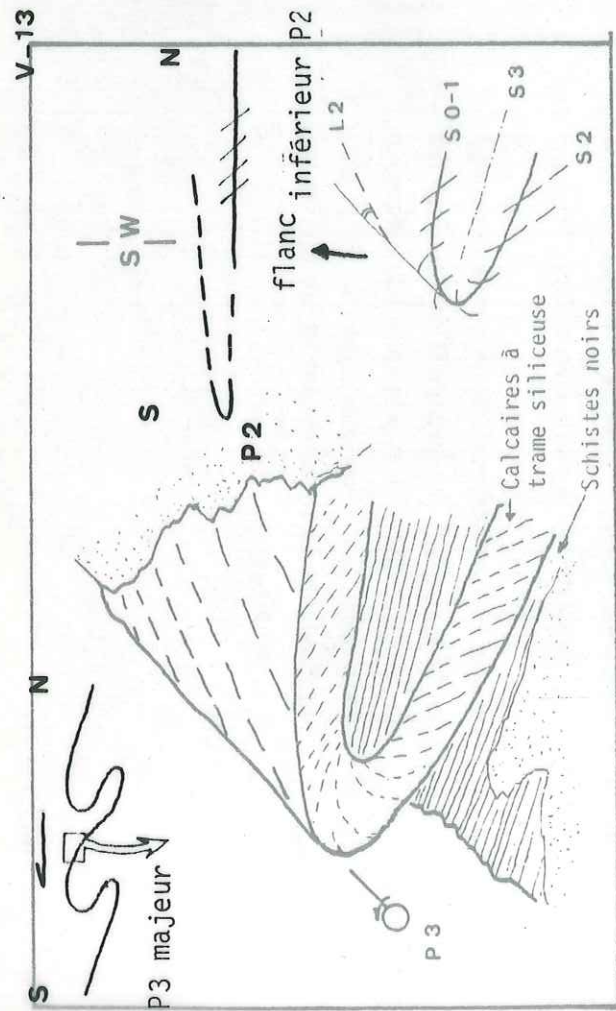


Figure V-13 : Enroulement de la schistosité S2 et de la linéation L2 autour de la charnière d'un pli mineur P3 (Calcaires siliceux de la Formation de la Replatte, crête du Pelvat de Chabrière)

Figure V-14 : Plis désaxés à axe courbe dans les alternances schistes-calcaires gréseux de la Tête de la Gavie

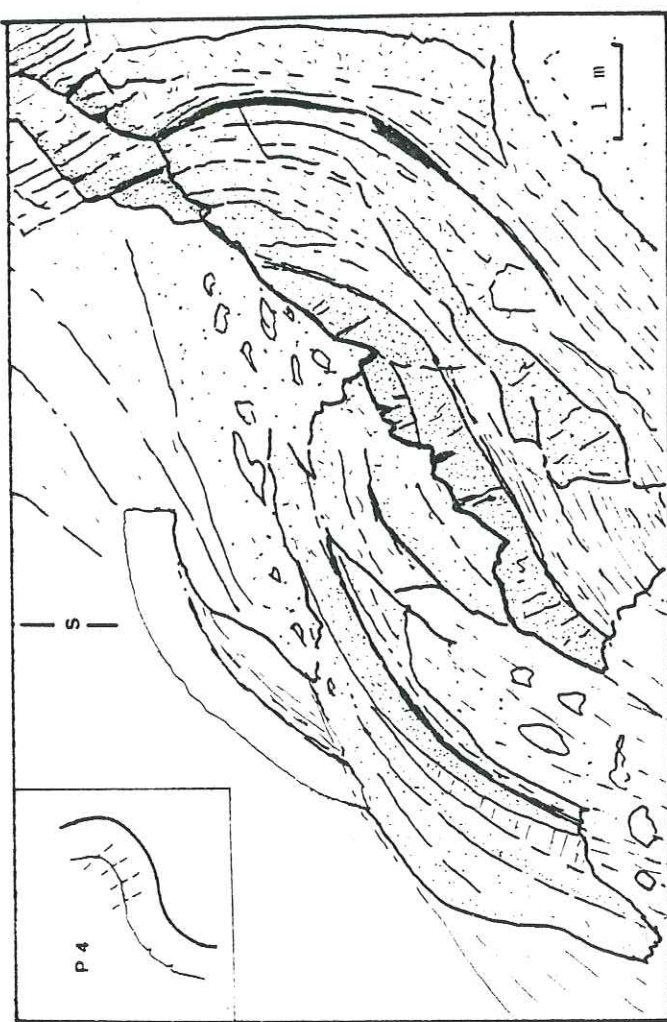
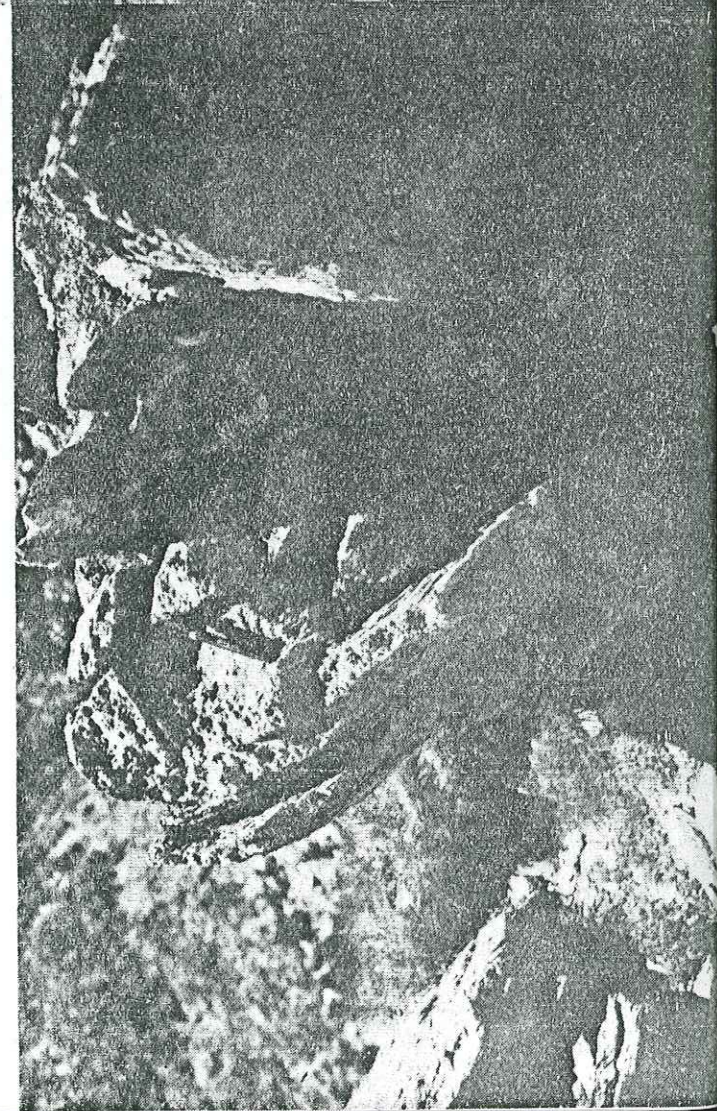
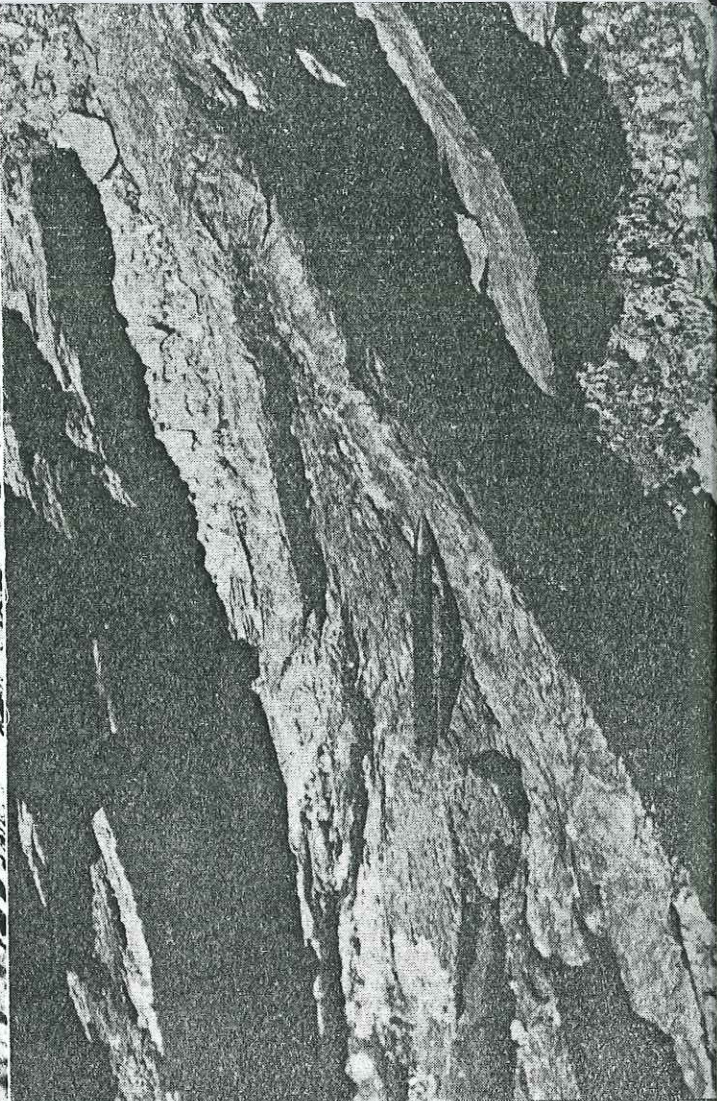
Les plis (P4) sont, ici, sub-isoclinaux et dissymétriques. Le pendage ouest des plans axiaux indique une vergence vers l'Est. Ils sont tous contenus dans des plans parallèles (plans S4 mal exprimé d'aplatissement-étirement). Les directions axiales varient de N20 à N150 (dispersion des axes sur 50°).

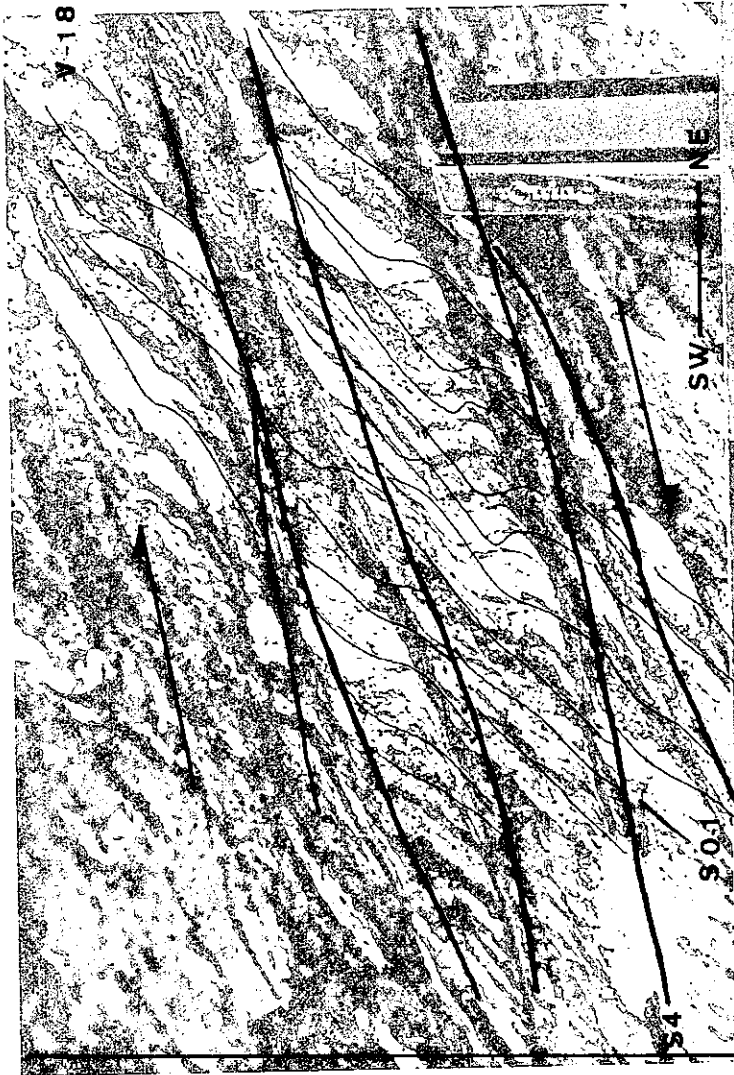
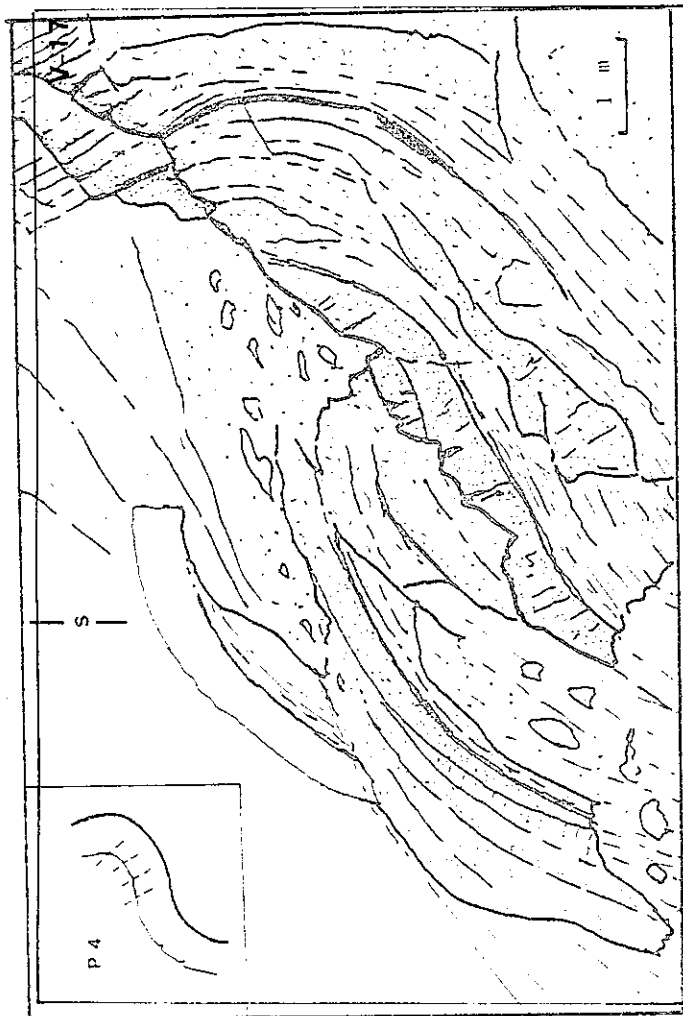
Figure V-15 : Pli P4 à axe sinueux dans les calcschistes du Vallon de Rubren (blocs éboulés de la Formation de Malacoste)

L'axe du pli P4 bien que très sinueux, est contenu dans un plan S4. La direction de l'étirement est indiquée par la linéation L4. Elle est perpendiculaire à l'axe moyen du pli P4.

Figure V-16 : Linéation L2 réorientée dans le plan d'étirement-
aplatissement S4

Une linéation antérieure (très probablement L2) est reprise et réorientée par l'étirement de phase 4.





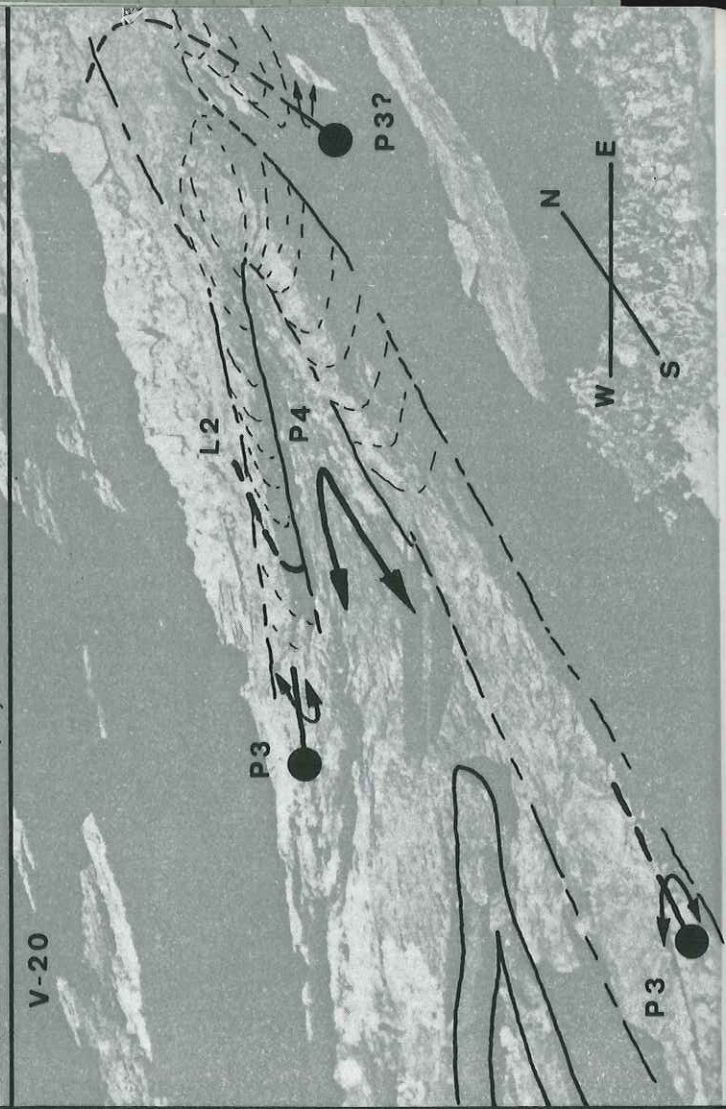
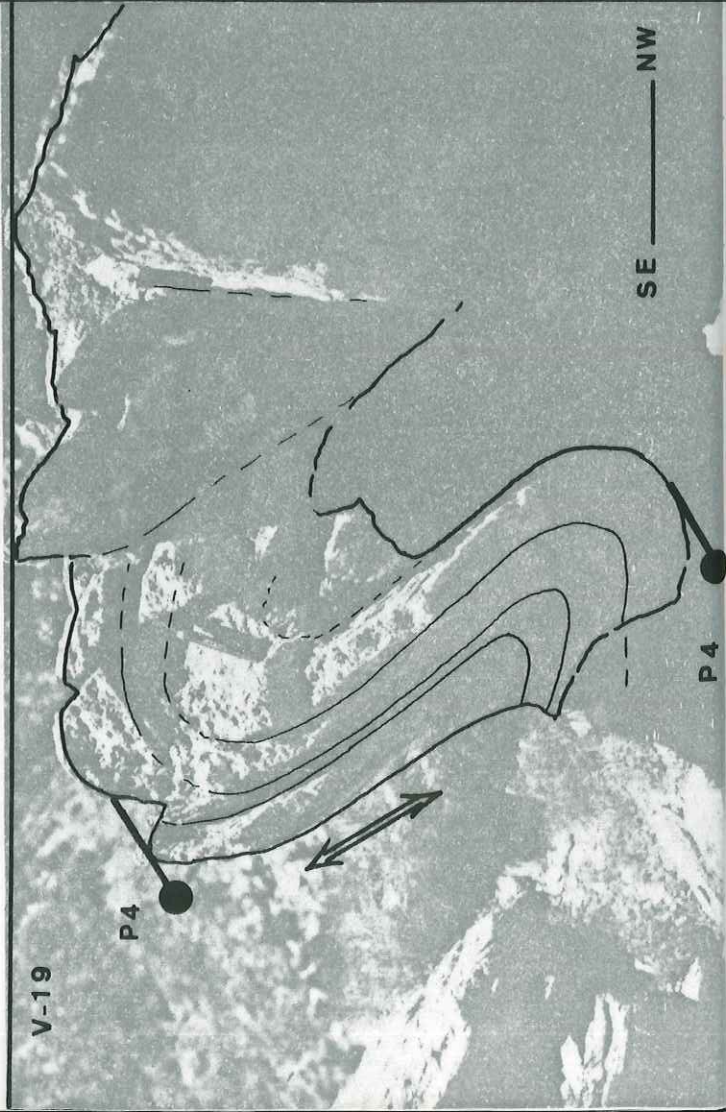
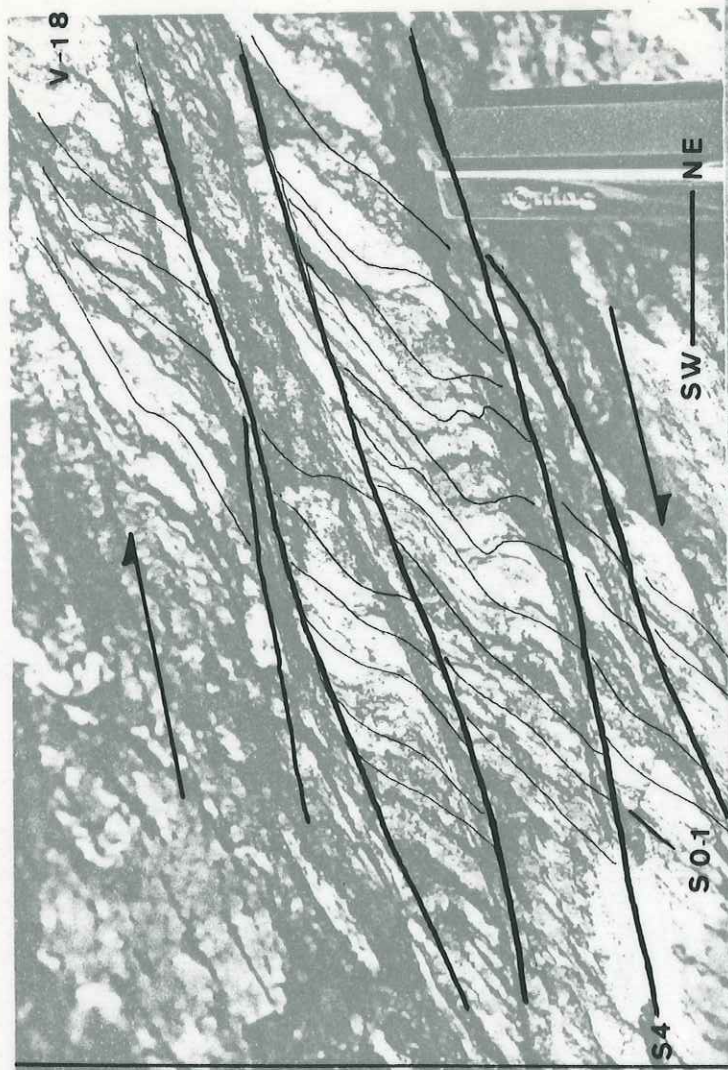
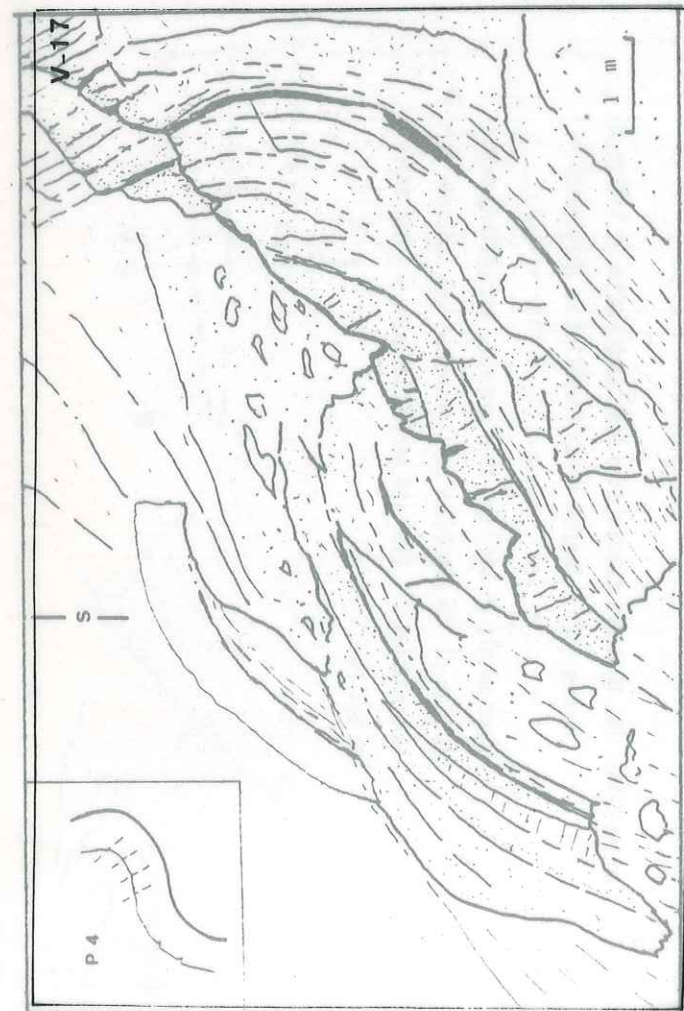


Figure V-17 : Pli P4 décamétrique à large rayon de courbure

Ce pli "en genou" plurimétrique, d'axe subméridien et horizontal affecte les calcaires marmoréens à la base de la face orientale du Pelvat de Chabrière. Il montre une vergence vers l'Est. Il est associé à une schistosité de fracture qui se développe surtout à l'intrados.

Figure V-18 : Bandes de cisaillement (S4) dans les jaspes radiolariques de l'arête occidentale de la Pointe de Cornascle

Une schistosité antérieure (S1, S2 ou S3) est recoupée sous un angle important. Remarquer l'organisation amygdalaire des surfaces de cisaillement. Le cisaillement se fait vers l'Est.

Figure V-19 : Pli P4 méridien et subhorizontal à géométrie semblable

Le pli P4 affecte des calcaires clairs (Brèche de l'Autaret). La schistosité principale (S2), parallèle à la stratification (S0-S1) tourne autour de la charnière. Le flanc inverse est très étiré. Aucune schistosité ne semble associée à ce plissement, par contre une légère linéation perpendiculaire à l'axe est visible sur le flanc de ce pli (étirement des flancs). Cette figure est caractéristique d'un plissement lié à une déformation comportant une forte composante cisailante.

Figure V-20 : Superposition des trois générations de structures (2, 3 et 4; Formation de la Replatte Tête de la Gavie)

Le cliché montre un banc de calcaire siliceux affecté par deux phases de plissement non coaxiales.

- La première montre au moins deux charnières (P3). Celles-ci semblent reprendre la linéation principale (L2) sous un angle faible (environ 20°).
- La seconde montre une charnière arrondie déversée vers l'Est (P4) et des surfaces de cisaillement (S4).

1.3.1 - Les structures de "phase 4"

Elles correspondent à une déformation en cisaillement horizontal à vergence est ("rétrocisaillement").

Il se manifeste de plusieurs manières:

- des plans de cisaillement vrai à pendage ouest; le mouvement étant de type chevauchement vers l'Est (rétrochevauchement).
- des cisaillements plus ou moins ductiles dans les flancs courts de plis à vergence est.
- un étirement E-W qui se manifeste:
 - ° par une linéation d'étirement E-W
 - ° par l'apparition de plis mineurs en doigt de gant d'axe E-W
 - ° par la courbure des axes des plis mineurs de même phase et leur réorientation au sein des plans S4, vers la direction E-W
 - ° par les réorientations plus ou moins complètes des axes des petits plis antérieurs et des linéations associées montrent des rotations dans le plan S4 avec tendance au regroupement en E-W
- un plissement à axe subméridien déjeté ou déversé vers l'Est, qui enroule les structures antérieures.

Globalement, la phase 4 conduit à un basculement généralisé de toutes les surfaces vers l'Ouest et une réorientation par étirement des lignes préexistantes (linéations, axes de plis) selon la direction E-W.

1.3.2 - Les structures de "phase 3"

Elles correspondent à une déformation plicative à vergence S à SSE. Elles se manifestent par:

- un plissement de direction axiale ENE-WSW, localement réorientée par la structuration 4
- une vergence vers le Sud des plis majeurs et mineurs, généralement dissymétriques.
- un étirement qui semble parallèle aux axes (linéation frustrée), bien qu'il soit difficile de faire la part de l'étirement 4.
- des chevauchements probables vers le Sud, que l'analyse des grandes structures permettra de mettre en évidence (voir plus loin)

Globalement, la phase 2 conduit, à toutes les échelles, au plissement synschisteux généralisé à vergence sud des structures précédentes.

1.3.3 - Les structures de "phase 2"

Elles correspondent à une déformation plicative synschisteuse isoclinale de grande ampleur. Elles se manifestent par:

- l'apparition d'une schistosité pénétrative (foliation quasi -générale des matériaux) et d'une linéation composite. Ces éléments structuraux ont été réorientés et localement dispersés, non seulement par les enroulements autour des charnières de plis P3, mais aussi, par les réorientations dues à la phase 4.
- un plissement isoclinal d'échelle kilométrique (voir plus loin) d'axe moyen, actuellement E-W, repris, basculé et enroulé lors des déformations postérieures (3 et 4).
- des charriages probables vers le Nord (voir plus loin).

Ces structures correspondent donc à un fort aplatissement intrafoliaire avec étirement préférentiel parallèle à l'axe.

Globalement, la phase 2 correspond à un plissement isoclinal synschisteux, à vergence Nord (voir par. 1.4), redoublant les séries, associé à un fort étirement parallèle aux axes.

1.4 - Direction et vergence des structures

L'analyse des structures nous indique les directions et les vergences pour chacune des générations de structures.

a) Les plis P4 ont une direction globalement subméridienne (de N 150 à N10, en passant par N-S). Les variations locales de direction ne semblent pas avoir de signification globale: on n'observe pas de virgation visible des structures 4 à l'échelle de la Haute Ubaye.

Le plongement des axes des grands plis est souvent proche de l'horizontale. Dans le détail, les axes de plis P4 mineurs ont des orientations très variables - les axes pouvant plonger au SW, comme au NW, voire même à l'W - mais sont toujours contenus dans le plan S4 qui est sub-parallèle au plan de la foliation principale ($S2 \pm S3$) (orientation moyenne: N130 35SW). Cette dispersion des axes de plis P4 est due aux étirements E-W qui traduisent la déformation cisailante caractéristique de cette phase.

b) Les plis P3 ont une direction axiale moyenne N45 à N50 (variant entre N30 et N 90). Leur plongement axial est globalement de 20 à 50° vers le SW. La dispersion de ces axes peut être en partie due à des rotations lors du cisaillement globalement E-W de la phase 4.

La direction initiale de ces plis (remise à plat des structures avant la phase 4) est donc grossièrement ENE-WSW, ou même NE-SW.

La vergence de ces structures vers le Sud bien visible sur la plupart des affleurements est peu modifiée par le basculement vers l'Ouest lors du plissement 4.

c) Les directions axiales des plis P2 sont difficiles à estimer. Elles sont parfois obliques par rapport aux directions de plis P3 qui les enroulent (fig.V-6). Par contre, la linéation générale L2, parallèle aux axes de ces plis, est de direction générale N50 à N100 (sur les flancs normaux de plis P3); son pendage est celui de la foliation porteuse générale S2.

L'axe moyen de ces plis après "dépliage" des structures P3 et P4 qui reprennent les linéations, donne une direction moyenne N75; c'est là une valeur très approximative.

Les figures de superposition de plis P2 et de schistosité S2 avec des plis P3 et la schistosité S3 indiquent, une vergence Nord très vraisemblable des plis P2 (fig.V-21). Certaines structures confirment l'opposition de vergence des deux générations (fig.V-22)

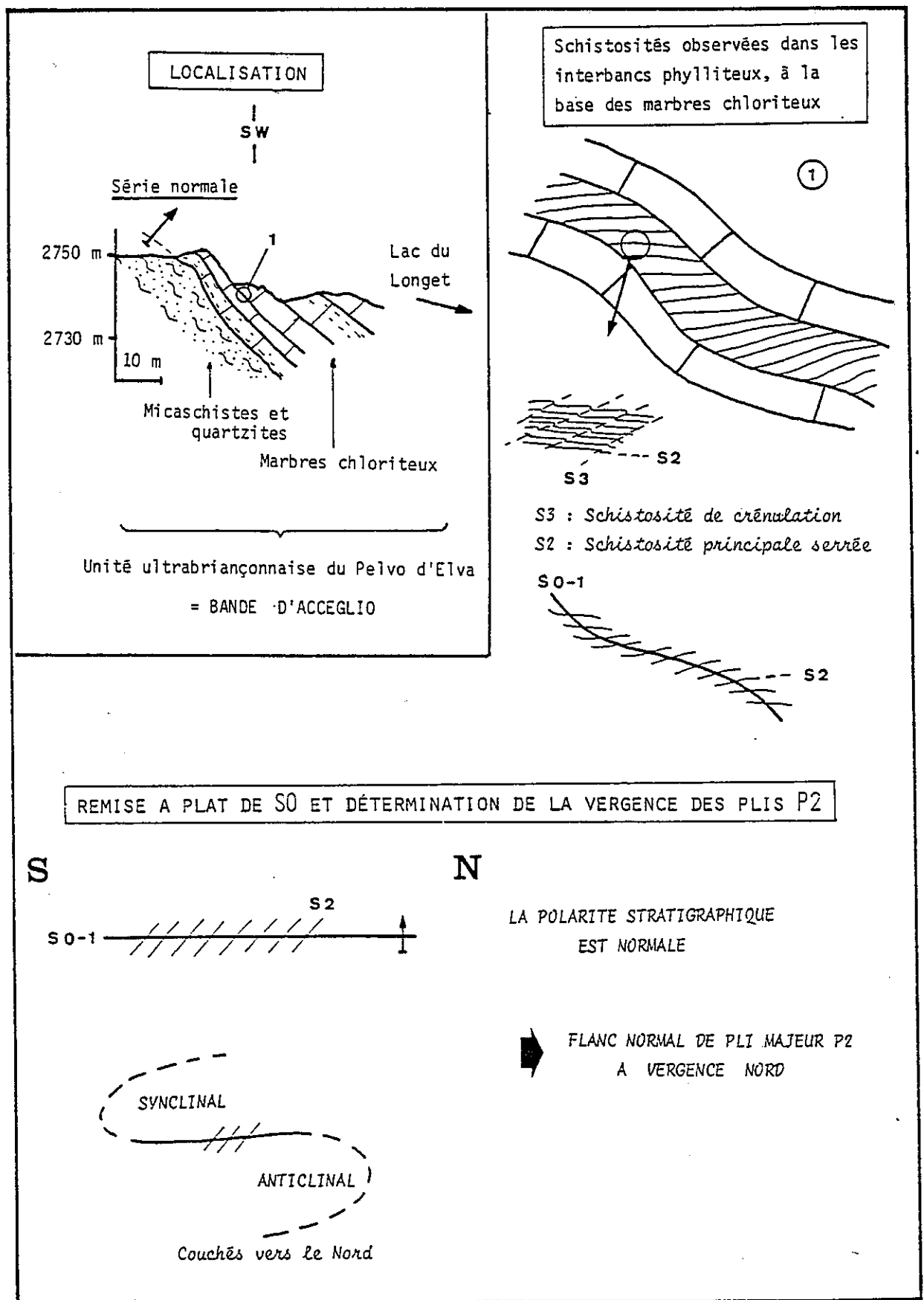


Figure V-21: Détermination de la vergence des structures 2, dans la couverture de la terminaison nord de la demi-fenêtre de la bande d'Acceglio (U. du Pelvo d'Elva). Superposition de structures 3 et 2.

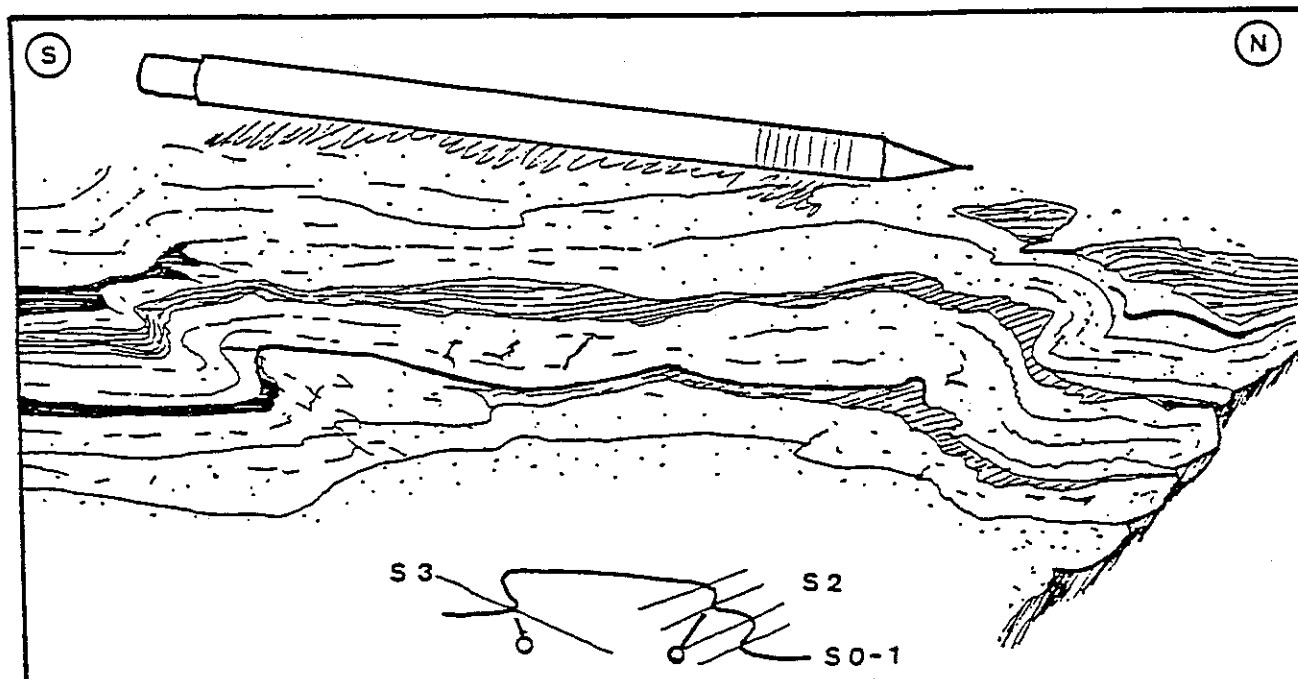
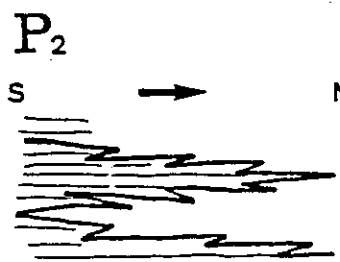
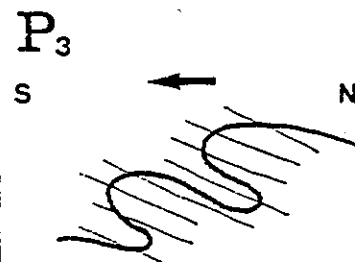
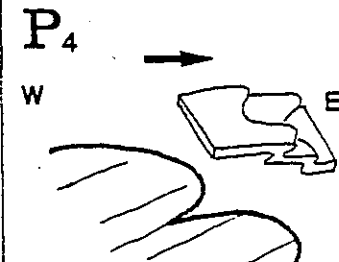
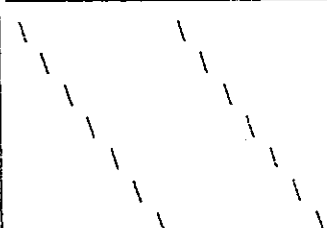


Figure V-22 : Opposition des vergences des plis P2 et P3 (et des schistosités associées), dans les radiolarites du Vallon de Rubren.

1.5 - Récapitulation

Allure schématique				
Direction	actuelle (moy.)	(N 70 ?)	N 50	N - S (N17S avec forte dispersion)
	axiale initiale	NE-SW à ENE-WSW	NE - SW	N - S
Etirement		parallèle à l'axe moyen des plis	parallèle à l'axe des plis ? ??	perpendiculaire à l'axe moyen des plis
Vergence		N	S	E
Caractères ubiquistes		Linéation composite parallèle à l'axe des plis = Linéation principale Schistosité principale Plis cartographiques isoclinaux	Plis mésoscopiques à charnière arrondie (déversés vers le Sud) Schistosité de crénulation	Plis mésoscopiques désaxés et à axe courbe Linéation d'étirement Schistosité de fracture
Figures de superposition fréquentes		L2 avec P3 et P4 P2 avec P3 et P4 S2 avec S3, P3 et P4	S3 avec P4 P3 avec P4 S3 avec S4	

BR Bric de Rubren
C Pointe de Cornascle
PC Pelvat de Chabrière
PF Pic de la farneiréta
PP Pic du Pelvat
RN Roche Noire
S Mont de Salsa
TG Tête de la Gavie
TM Tête de Malacoste
TT Tête des Toillies

1L lac du Longet
1I lac du Loup
1M lac de Mongioia
1N lac de la Moire

N

chevauchement
tardif (4)
chevauchement
antérieur (2,3)

LEGENDE

Unités ligures

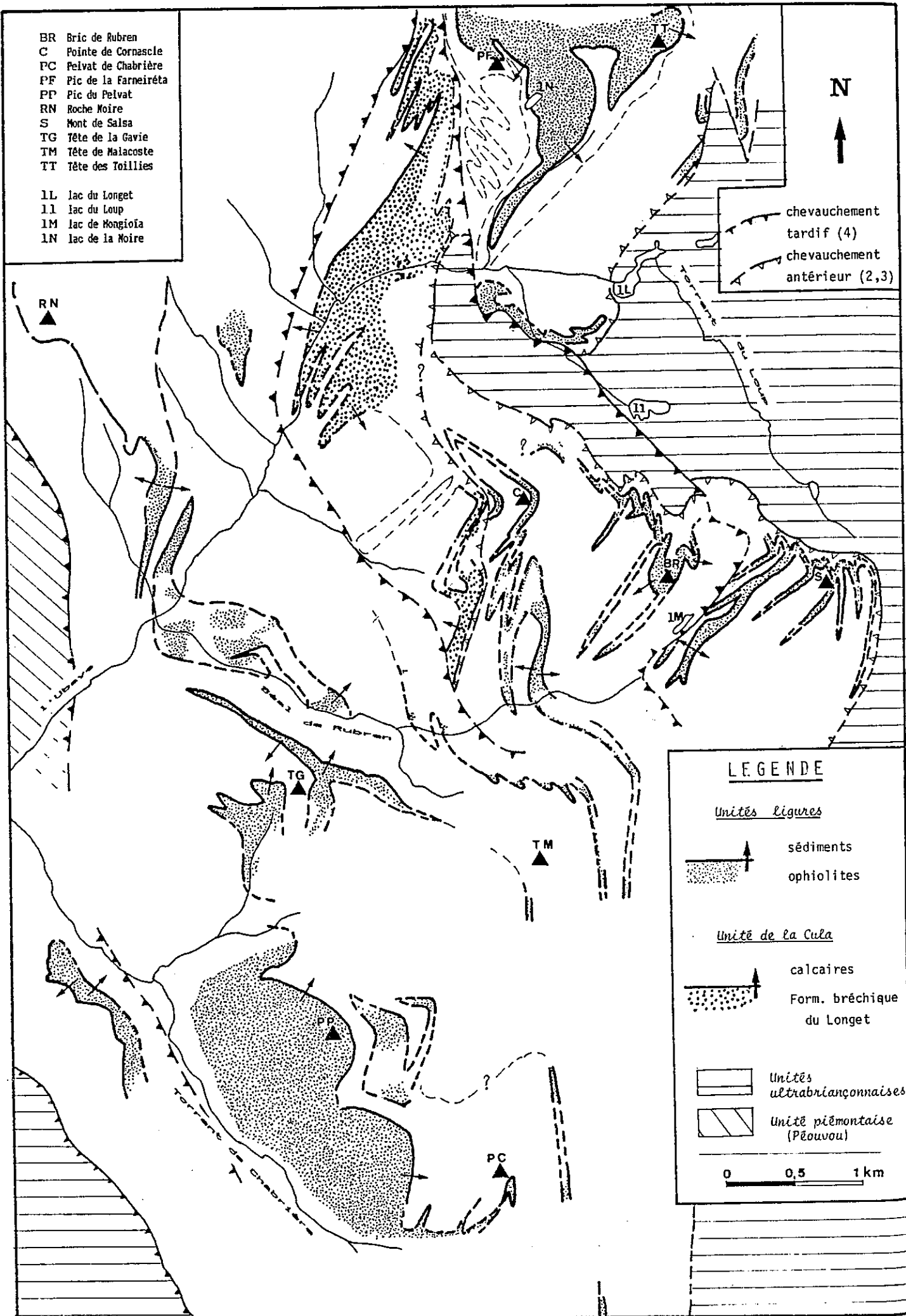
sédiments
ophiolites

Unité de la Cula

calcaires
Form. bréchique
du Longet

Unités
ultrabriançonnaises
Unité piémontaise
(Péouvou)

0 0,5 1 km



2 - Structure générale

2.1 - Introduction

Les unités de Haute Ubaye correspondent, pour la plupart, à des séries de type ligure (Chap. II), mais aussi, à des séries ultrabriançonnaises (chap.I) ou à la série particulière de la Cula (Chap. IV).

Chacune des séries observées montre une interface (contact entre deux termes repères de la série stratigraphique, contact tectonique primaire) plus ou moins visible et continue latéralement, qui nous servira de repère pour décrire les structures cartographiques. C'est, dans le cas des unités ligures, l'interface ophiolite-sédiment; dans le cas de l'unité de la Cula, c'est l'interface calcaire marmoréen-Formation bréchique du Longet; enfin, dans le cas des unités ultrabriançonnaises, c'est l'interface "socle siliceux"-sédiments ainsi que le contact avec les "Schistes lustrés", lorsqu'il est visible.

En l'absence de grandes structures et de contacts anormaux lisibles dans le paysage, l'analyse des structures alpines s'appuyera, en grande partie, sur les figures géométriques que montrent cartographiquement, ces interfaces.

Dans un premier temps, nous analyserons la carte géologique et les coupes principales. Par la suite, nous tenterons de donner une image synthétique de la géométrie des structures de chaque massif à l'aide de coupes synthétiques, de panoramas commentés et de blocs diagrammes.

2.2 - Carte structurale (fig.V-23)

2.2.1 - Remarques préliminaires

Sur cette carte n'ont été représentées que la trace des interfaces décrites plus haut (ophiolites/sédiment, calcaire/ Formation bréchique du Longet, Série Ultrabriançonnaise/Schistes lustrés), ainsi que la polarité des séries.

Dans le cas des séries ligures, les lacunes d'observation du contact ophiolites-sédiment sont nombreuses:

- les affleurements sont très ponctuels, notamment dans les vallons de Haute Ubaye; nous avons alors tenu compte d'observations effectuées sur les termes proches de l'interface considérée pour dessiner son tracé.

- les ophiolites peuvent manquer à la base de la série; parfois, certaines structures peuvent n'affecter qu'une partie de la succession (disharmonie, succession incomplète). Dans ces cas, nous avons représenté l'interface et la polarité de termes sédimentaires sus-jacents (contact radiolarites/calcaires marmoréens, par exemple).

Figure V-23 : Carte structurale non interprétée: trace cartographique des "interfaces repères".

2.2.2 - Commentaire: structures cartographiques visibles

a - Tracé des contacts entre les unités ligures et les unités ultrabriançonnaises.

- A l'Ouest, la bande du Roure (unité ultrabriançonnaise de Maniglia et unité "intermédiaire" de l'Alpet, fig.V-25) chevauche les séries du vallon de Chabrière. Le pendage actuel de ce chevauchement est d'environ 30 à 40° vers l'WSW (LE GUERNIC, 1967).

- Au NE, les unités ligures sont au contact de l'unité ultrabriançonnaise la plus septentrionale de la "Bande Acceglio-Longet": l'unité du Pelvo d'Elva (fig.V-23; LEFEVRE, 1982).

Ce contact montre une allure complexe. Son tracé cartographique indique qu'il est penté vers l'Ouest, voire vers le NW (segment nord; vallon dell Nigra): l'unité du Pelvo d'Elva est donc chevauchée par toutes les séries qui la jouxtent au Nord et à l'Ouest (Complexes de la Tête des Toillies, de Cornascle, de Rubren et de la Cula); ceci correspond aux rétrochevauchements de la phase 4.

Le contact semble localement replissé par des plis à axe plongeant vers l'Ouest, déversés voire couchés vers le Sud (flanc SW du vallon du Loup); ce sont des plis P3, basculés vers l'Ouest, lors de la phase 4.

Dans le vallon du Longet, on note le chevauchement d'une "écaille" ultrabriançonnaise (écaille du Loup: voir plus loin) sur la série ligure qui affleure au SW du lac du Longet. Un chevauchement similaire est supposé au NE, grâce à la présence d'ophiolites (portion de série ligure se poursuivant au Nord, dans le vallon dell Nigra), géométriquement sous les micaschistes du Permien de l'unité du Pelvo d'Elva.

L'analyse du panorama et de coupes dans ce secteur permettra de préciser les relations entre l'unité du Pelvo d'Elva et les unités à son contact (par. 4).

b - Position et allure cartographique de l'Unité de la Cula

L'unité de la Cula est intercalée entre plusieurs unités ligures: - à l'Ouest: le complexe de la Gavie-Roche Noire et celui des Calcschistes du Longet

- à l'Est: le complexe de la Tête des Toillies et celui de Cornascle

Néanmoins, elle apparaît aussi au contact direct de l'unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva, à l'Ouest du lac du Longet.

Tous les contacts entre l'unité de la Cula et les unités ligures adjacentes, apparaissent comme tectoniques et ont actuellement l'allure de chevauchements à pendage ouest:

- au NW, la figure IV-17 montre le chevauchement de l'unité des Calcschistes du Longet qui tronque les structures plissées de l'unité de la Cula.

- au SW, dans le vallon de Rubren, la carte fait apparaître l'interruption du tracé de l'interface calcaire marmoréen- Formation bréchique du Longet. Là aussi, c'est un chevauchement, celui de l'Unité du Peyron (voir plus loin), qui semble tronquer les structures.

- au NE (Est du Pic de la Farneiréta), les observations sont trop ponctuelles (éboulis, placages glaciaires) pour définir l'allure du contact avec le Complexe de la Tête des Toillies. Par contre, les grandes structures des deux unités ne s'enchainent pas: les calcaires du complexe de la Tête des Toillies montrent des structures que ne dessinent pas les sédiments du Complexe de la Cula, ce qui implique au minimum, une disharmonie entre les deux complexes.

- au SE, les coupes sérieées effectuées entre le complexe de Cornascle et l'unité de la Cula (figs. IV-11 à IV-13) indiquent la troncature basale d'un pli sub-isoclinal à coeur de Formation bréchique du Longet.

Le contact avec l'unité du Pelvo d'Elva est difficilement discernable, dans le vallon du Longet.

La virgation cartographique que montre l'unité de la Cula est en grande partie due à l'intersection entre le pendage général des structures et la topographie. De plus, le pendage général passe de WNW, au Nord à WSW, au Sud.

c - Structure cartographique des Unités ligures

La carte synthétique (fig.V-23) montre les bandes parallèles NNW-SSE observées sur la carte géologique, et dont la distinction a permis de définir des "Complexes" (complexes de Chabrière, de la Gavie, de Cornascle, de la Tête des Toillies et de Rubren: fig.I-6).

Toutes ces bandes cartographiques montrent des structures (trace cartographique de l'interface) comparables:

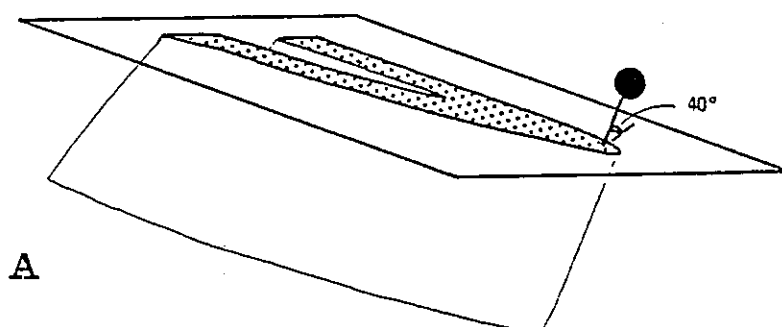
(i) Dans la plupart des cas, le complexe est formé par une série redoublée à coeur ophiolitique

La série se développe donc de façon opposée depuis le coeur du complexe. Ceci conduit, au contact de deux complexes, à la juxtaposition des termes les plus élevés des séries ligures (calcschistes de la Formation de Malacoste ou de la Formation des Toillies, le plus souvent). Ainsi, si des contacts anormaux existent entre ces complexes, ils sont très difficilement discernables car ils se développent au contact calcschistes-calcschistes.

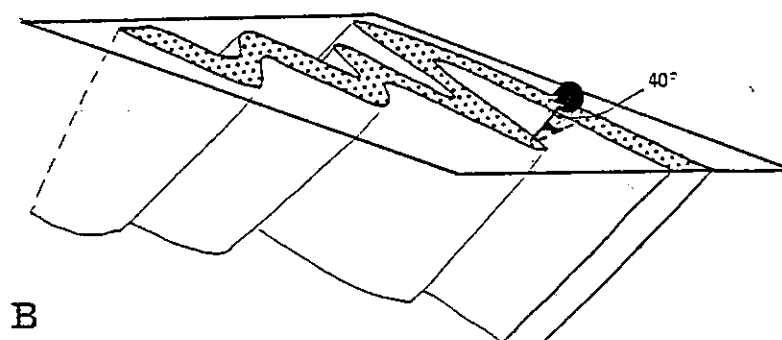
(ii) Chaque Complexe (généralement, série redoublée et polarité opposée) est affecté par des plis dont la géométrie apparaît bien en carte du fait du plongement général des structures vers l'Ouest (rétrodéversement tardif).

Ces plis ont une allure cartographique variable selon les complexes. Ces différences semblent liées à l'épaisseur et à la nature du coeur ophiolitique, plus qu'au polyphasage du plissement:

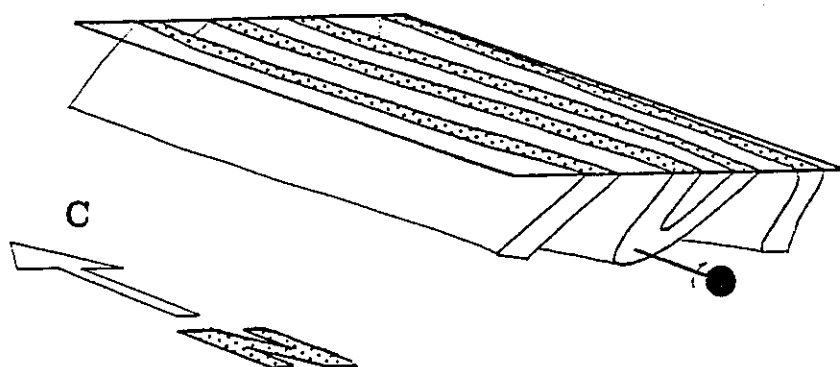
° charnière plus ou moins arrondie de plis ouverts et isopaques si l'épaisseur est importante: c'est le cas du Complexe de Chabrière (200 m de microgabbros et de basaltes) ou de celui de la Tête des Toillies (plusieurs centaines de mètres de basaltes et de serpentinites).



A : Plis isoclinaux formant les bandes N-S qui traversent le secteur. Leur charnière est rarement visible sur la carte. Axe et plan axial pentés vers l'WSW.



B : Plis à charnière arrondie, initialement déversés vers le Sud, et affectant les bandes N-S. Axe et plan axial pentés de 30 à 40° vers l'WSW.



C : Plis déversés vers l'Est, redoublant localement les bandes N-S. Axe subhorizontal

Figure V-24: Schéma montrant les corrélations entre la géométrie des structures et la trace cartographique des niveaux repères.

* charnière aigüe et pli fermé pratiquement isoclinal lorsque les ophiolites sont en faible quantité; cas du Complexe de Cornascle (quelques mètres).

La plupart de ces plis sont déjetés ou localement couchés et montrent un déversement vers le Sud.

(iii) Localement, des bandes subméridiennes sont redoublées. Il s'agit de plis subméridiens à axes subhorizontaux qui reprennent les structures précédentes. De telles dispositions sont visibles sur les Crêtes de la Gavie, au Pas de Gandin, ainsi que dans le massif occidental de Chabrière (voir par. 3.2 et 3.3).

Les blocs diagrammes de la figure V-24, montrent les relations entre structures et figures cartographiques observées.

2.3 - Coupes géologiques

Les coupes présentées (figs.V-25 à V-31C) recoupent la majorité des structures du secteur d'étude.

2.3.1 - Coupes E-W

Les coupes E-W montrent le pendage général de toutes les structures vers l'Ouest. Elles confirment aussi la présence de contacts anormaux:

- contacts chevauchants à pendage ouest de la bande du Roure (Unités de Maniglia et de l'Alpet), sur les unités ligures du vallon de Chabrière (fig.V-25).
- chevauchement de l'unité de Calcschistes de la Tête du Longet sur le complexe de la Cula (fig.V-29).
- contact chevauchant à pendage ouest du Complexe de Rubren et du complexe de la Tête des Toillies sur l'unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva (figs.V-28 et V-29).
- chevauchement à pendage ouest de certaines écaillés de l'unité du Pelvo d'Elva sur des séries ligures (fig.V-29).

Les plis à axe subméridien sont visibles sur ces coupes. On note qu'il sont surtout répartis dans la partie occidentale du secteur (vallon de Chabrière et de la Gavie) et qu'ils affectent surtout les complexes dont le coeur ophiolitique est massif (figs.V-25, V-26 et V-29).

Remarque: Sur les coupes E-W interprétatives (fig.V-25 à V-31C), les charnières des plis d'axe WSW-ENE ont été représentées (* sur les coupes), afin de visualiser les relations entre les différentes structures. Il est évident que les plis ne sont, en réalité, guère visibles sur le plan de coupe puisque leur axe est voisin de celui-ci.

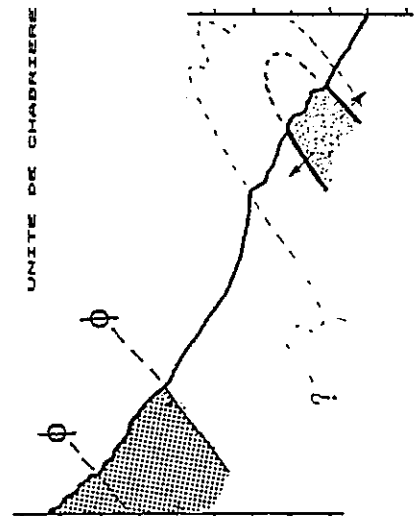
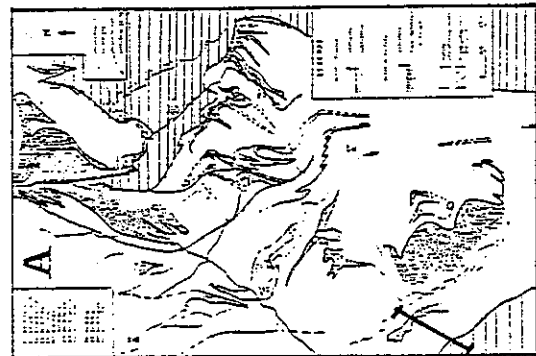
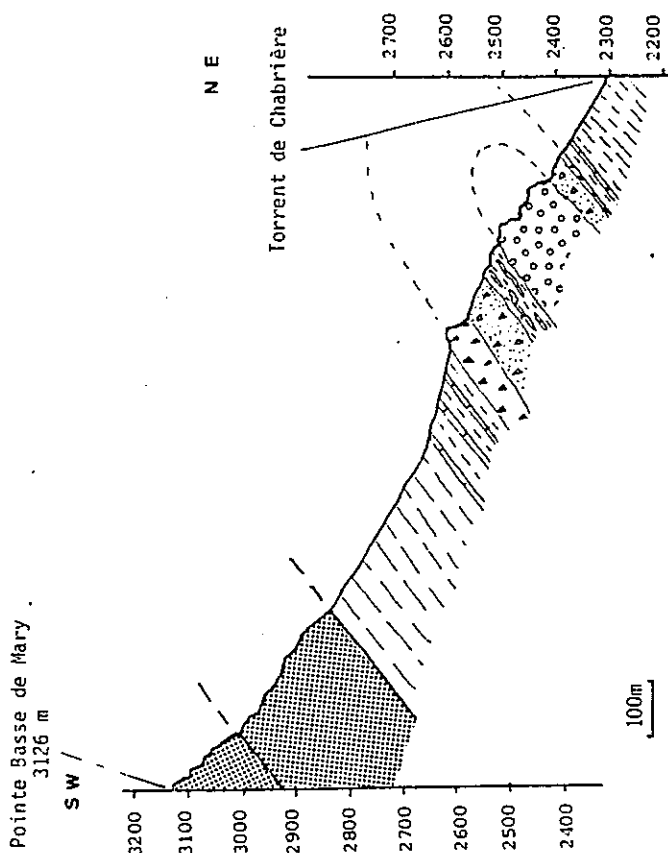


Figure V-25 : Coupe E-W, en rive gauche du vallon de Chabrière (des Aiguilles de Mary au massif Occidental de Chabrière) et légende des coupes.

A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative

LEGENDE DES COUPES

(Figures V-26 à V-30)

UNITES LIGURES

- Calcschistes
- FM : Formation de Malacoste
- FTT : Formation de la tête des Toillies
- Olistostrome à matrice schisteuse
- Formation de la Replatte dissociée
- Formation de la Replatte
- Calcaires marmorés (MAM)
- Radiolarites
- Ophicalcites
- Brèches ophiolitiques basiques
- Prasinites
- Basaltes (massif, coussins, brèche)
- Gabbros, microgabbros
- Serpentinites

UNITE DE LA CULA

- Calcschistes
- Calcaires marmorés
- Formation bréchique du Louget

UNITES ULTRABRIANCONNAISES

- (quartzites vertébrés)

LEGENDE DES COUPES STRUCTURALES INTERPRETATIVES

(Figures V-25 à V-30)

UNITES LIGURES

Niveaux rayés

Sédiments

Ophiolites

UNITE DE LA CULA

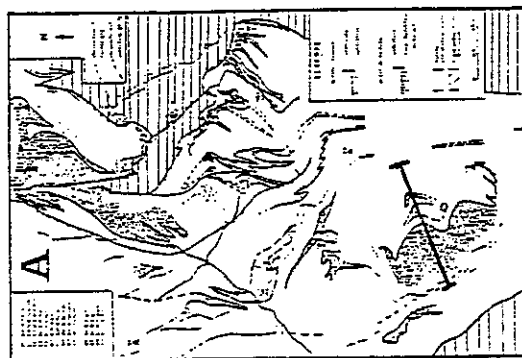
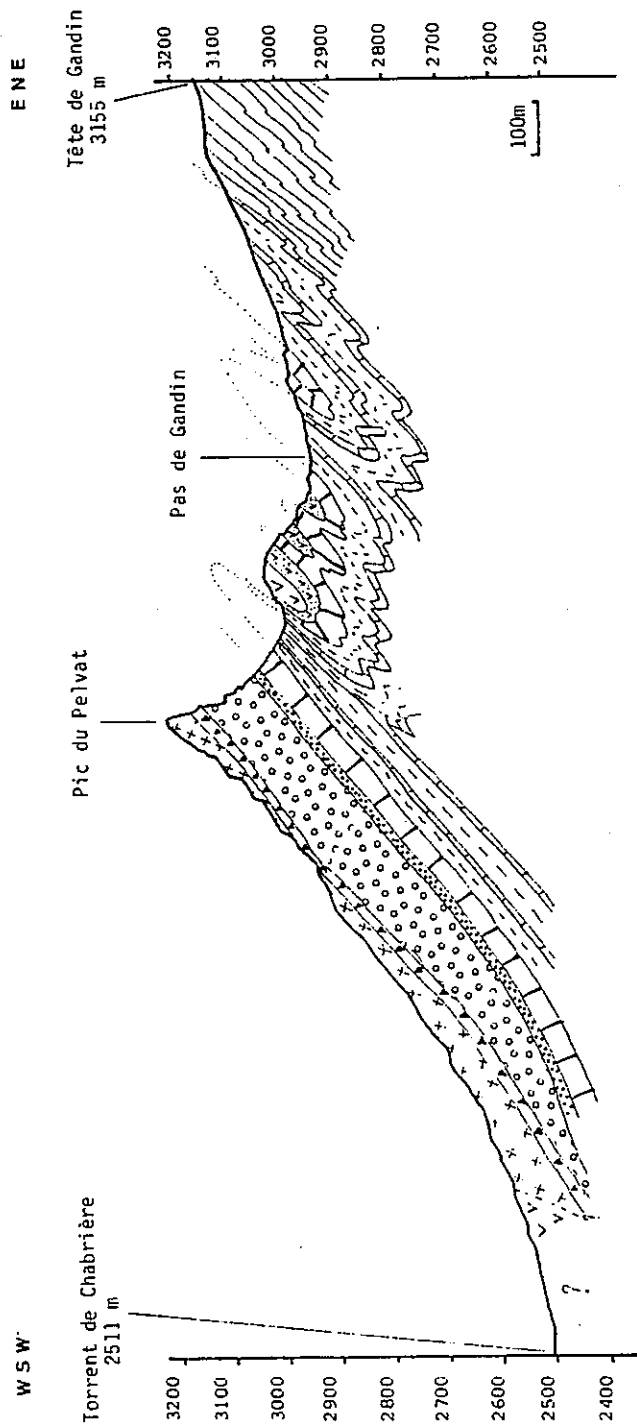
Calcaires

Form. bréchique du Louget

UNITES ULTRABRIANCONNAISES

Contact tectonique

Limite d'unités



UNITE DE
LA GAVIE

UNITE DE CHABRIERE

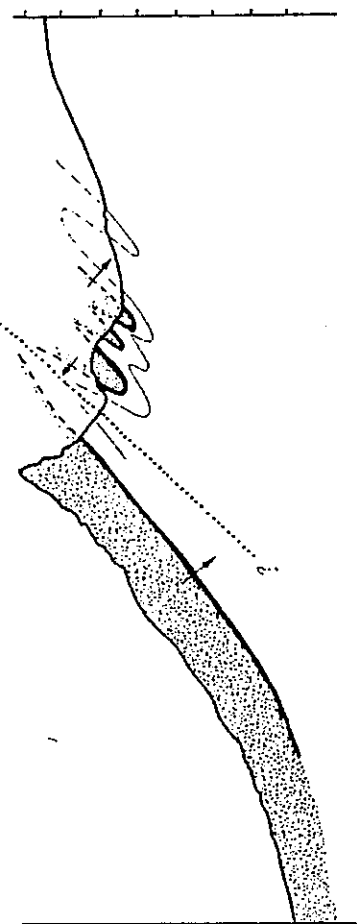
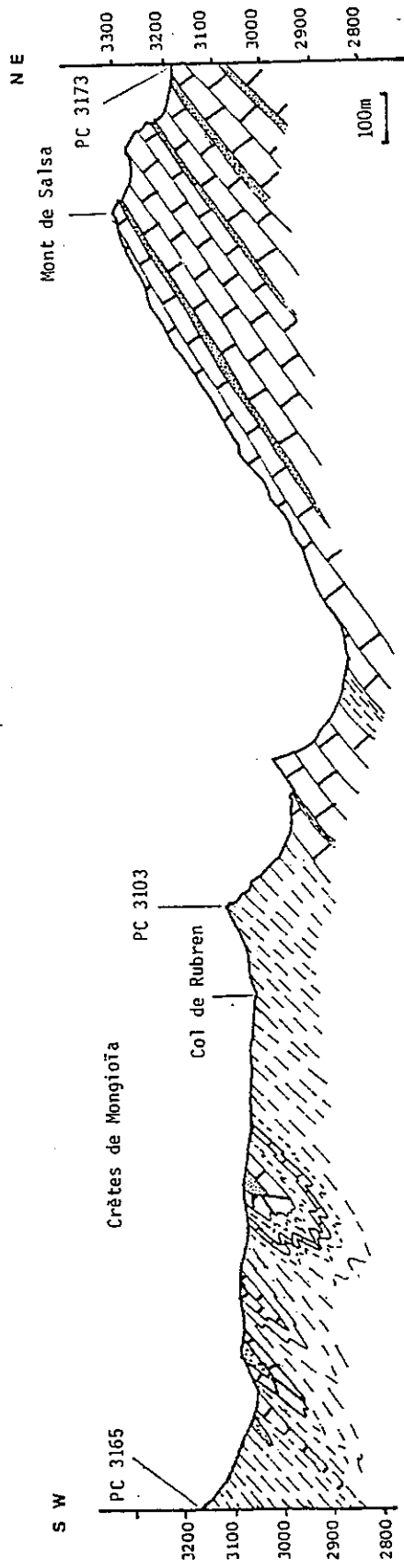


Figure V-26 : Coupe E-W, en rive droite du Vallon de Chabrière (du Pic du Pelvat à la Tête de Gandin). Légendes à la figure V-25.

A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative



★ charnière de pli dans un plan différent de celui de la coupe
(voir remarque au par. 2.3.1)

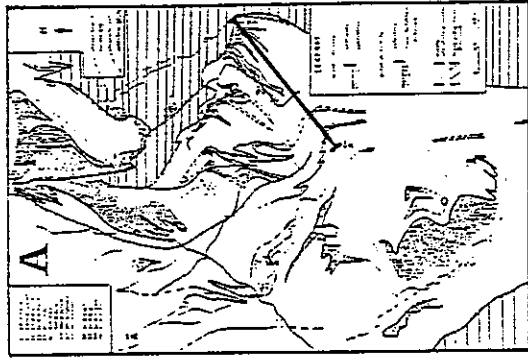
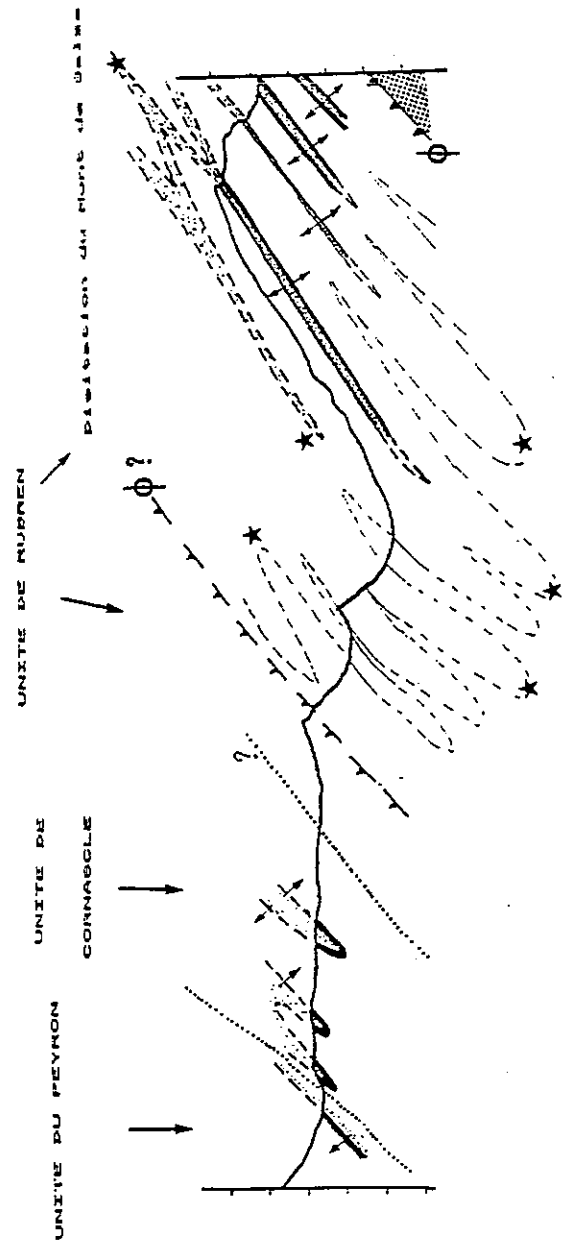
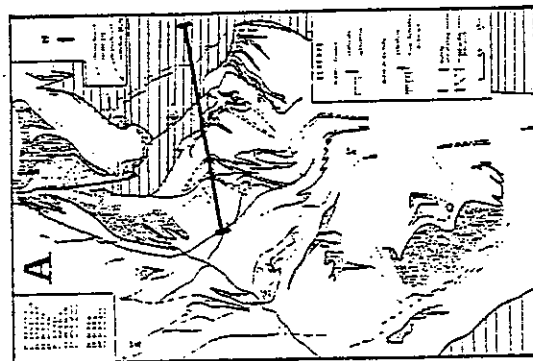
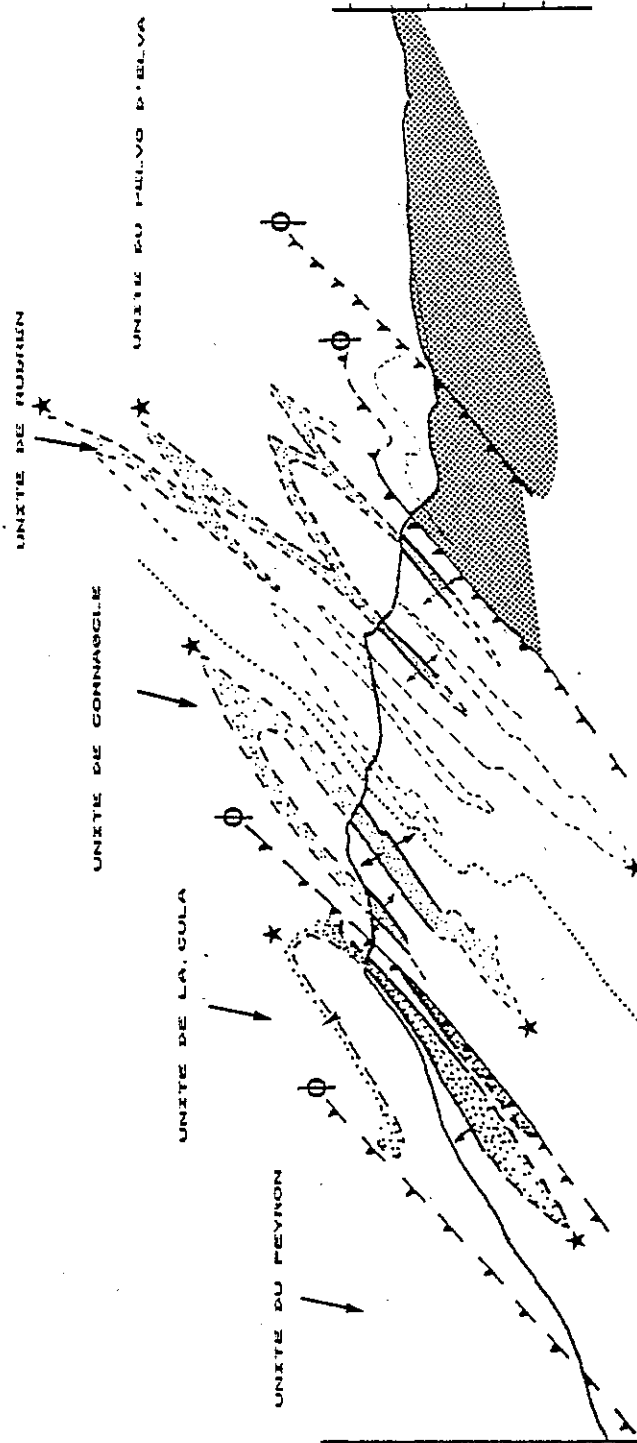
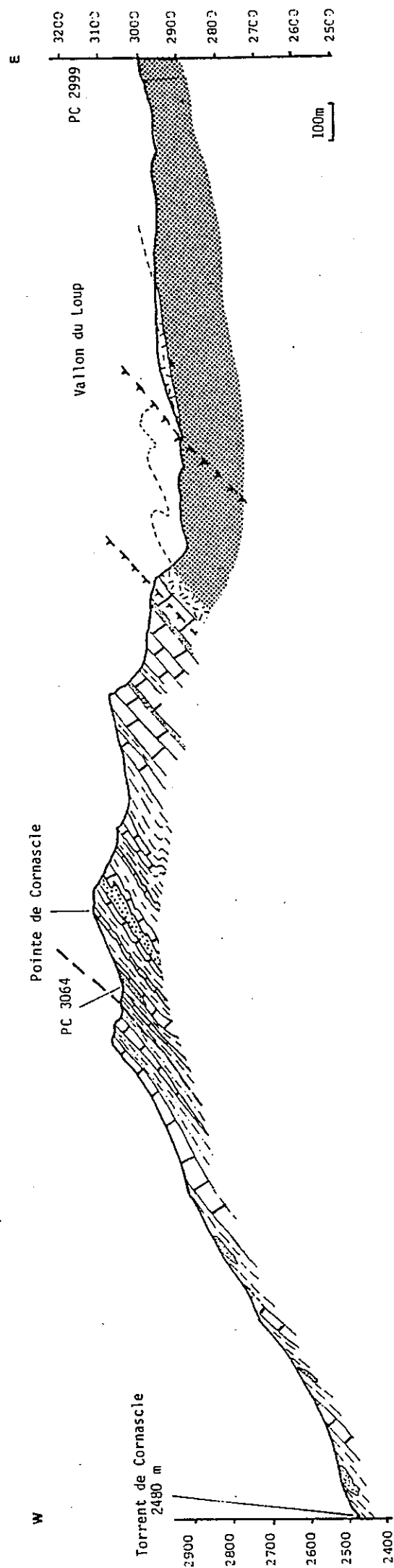


Figure V-27 : Coupe E-W, du Pic de Malacoste au Mont de Salsa. Légendes à la figure V-25.
A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative



209

Figure V-28 : Coupe E-W, du Vallon de Cornascle au Vallon du Loup. Légendes à la figure V-25.
A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative

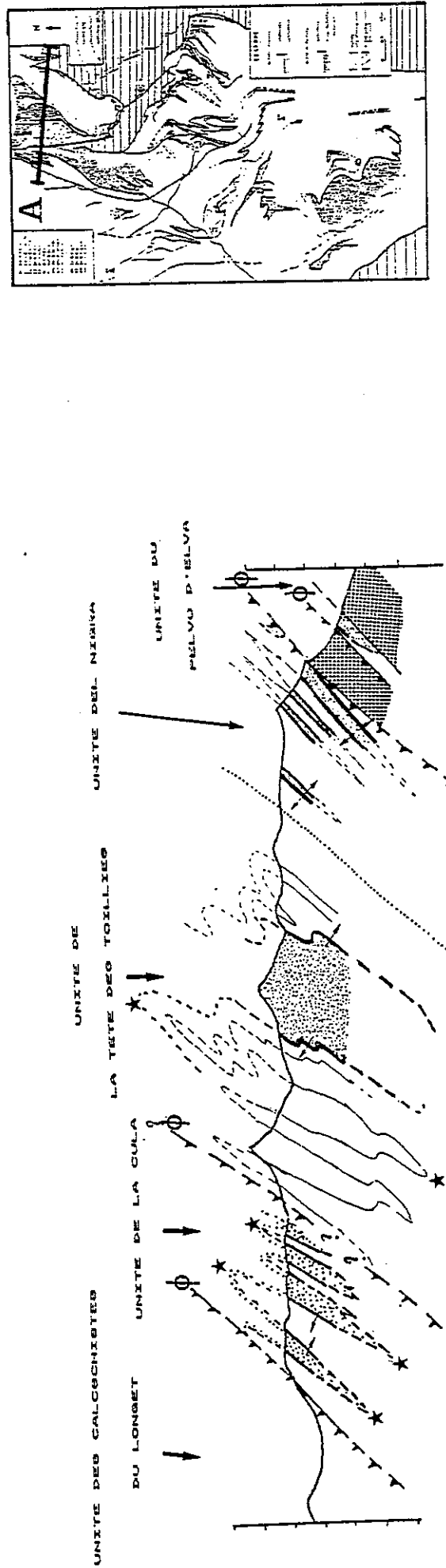
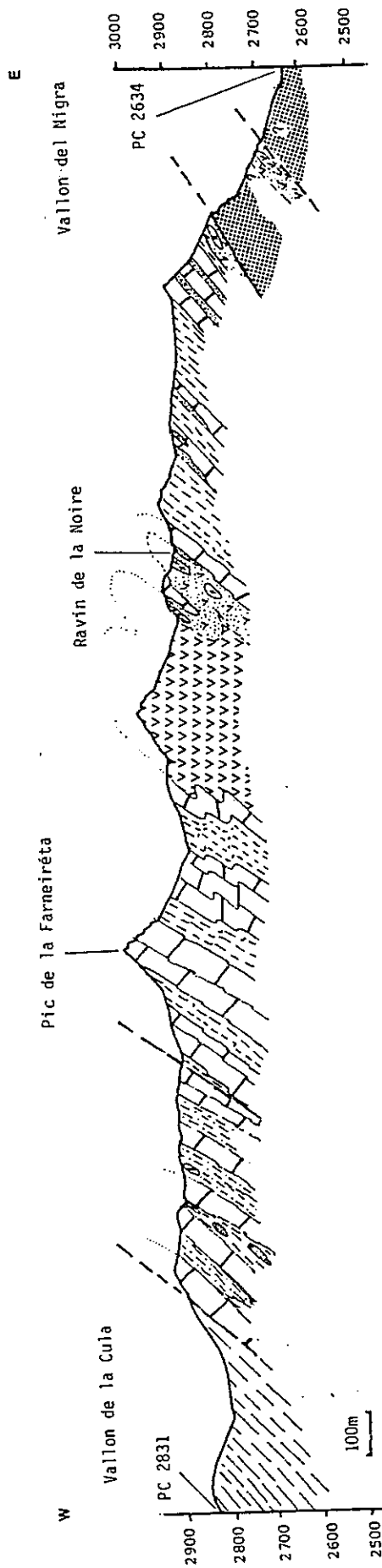


Figure V-29 : Coupe E-W. du Béal du Longet, au Vallon del Nigra. Légendes à la figure V-25.
A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative

2.3.2 - Coupe N-S (figs.V-31A, B et C)

Les figures V-31A, V-31B et V-31C qui sont dans le prolongement les unes des autres, représentent une seule coupe N-S (voir figure V-42) allant de la Tête de l'Autaret, au Sud, jusqu'à la Petite Tête Noire, au Nord.

Cette coupe N-S recoupe la majeure partie des structures observées en Haute Ubaye. En effet, les structures majeures montrent des axes orientés E-W à NE-SW. Elles sont toutes pentées dans le plan principal de la foliation et plongent presque toutes de 30 à 40° vers l'WSW. Ainsi, il est possible de projeter sur le plan de coupe N-S, la plupart de ces structures: les structures situées à l'Ouest du plan de coupe apparaissant au dessus de la surface topographique, et les structures situées à l'Est apparaissant au dessous. La figure V-30 résume le mode de projection effectué.

Cette coupe N-S résume l'aspect global de la structure des unités de Haute Ubaye. On note de nouveau, le pendage général à l'WSW, excepté dans le secteur nord de la région (massif de la Tête des Toillies), où les structures sont pentées vers l'WNW.

Nous obtenons ainsi, une image comparable à la carte géologique de la région (comparer les figs.V-23 et V-42A et les figs.V-36 et V-42B).

La coupe N-S (figs. V-31A, B, C) confirme les distinctions cartographiques de deux types de plis qui affectent les séries ligures sur tout le secteur étudié:

(i) plis isoclinaux à coeur ophiolitiques, dont on observe quelques charnières terminant vers le Sud, les bandes cartographiques isoclinales.

(ii) plis à charnière plus arrondie (localement subisoclinale) replissant ces plis isoclinaux, déjetés ou déversés vers le Sud. Ces plis sont visibles à plusieurs échelles (plurihectométriques à décamétriques, à l'échelle des coupes).

Les structures à axe N-S (iii) ne sont évidemment pas visibles sur cette coupe qui leur est parallèle.

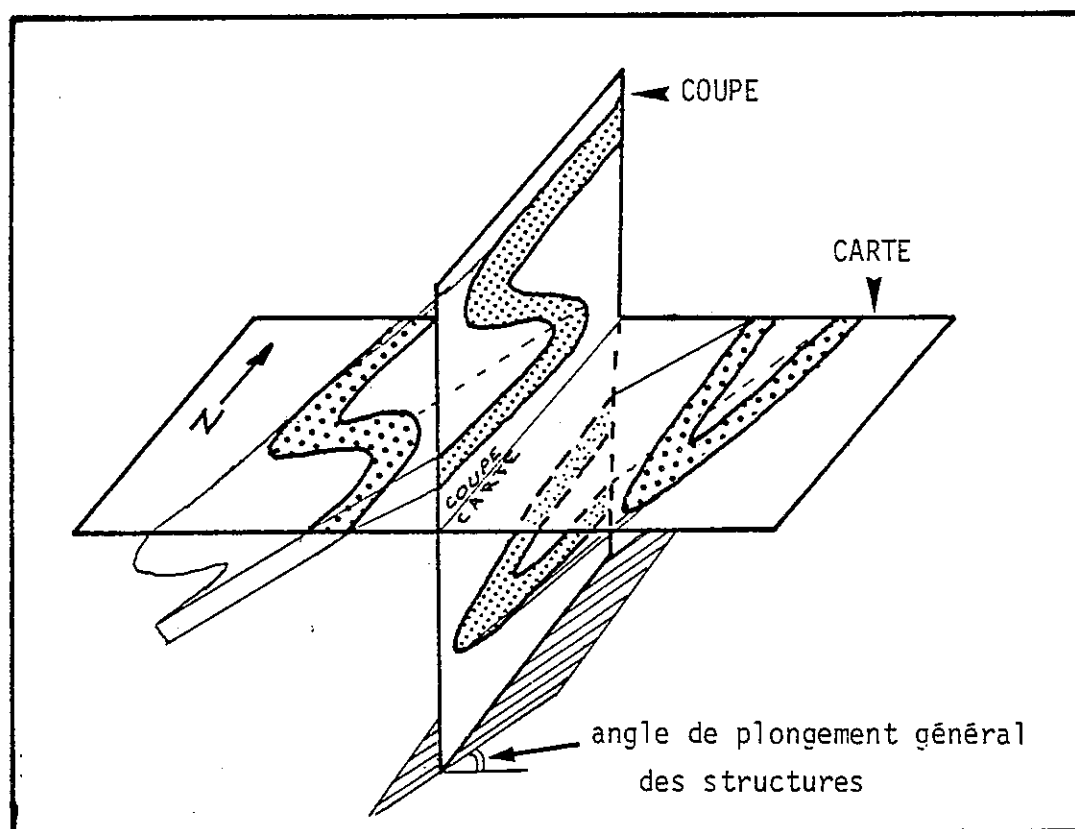


Figure V-30 : Schéma explicatif du mode de projection utilisé pour dessiner la coupe N-S générale (figs. V-31A, B et C; fig.V-43)

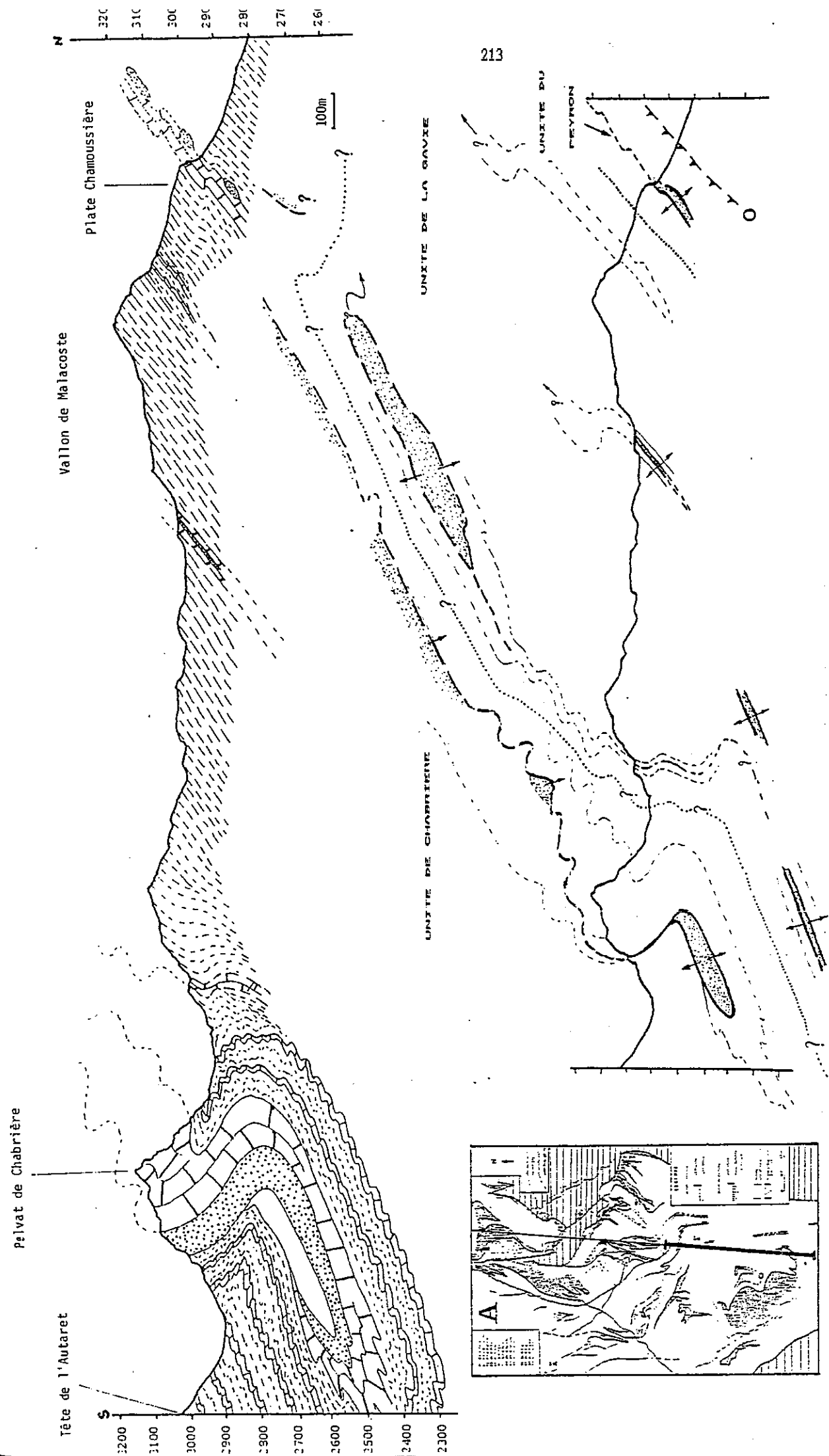
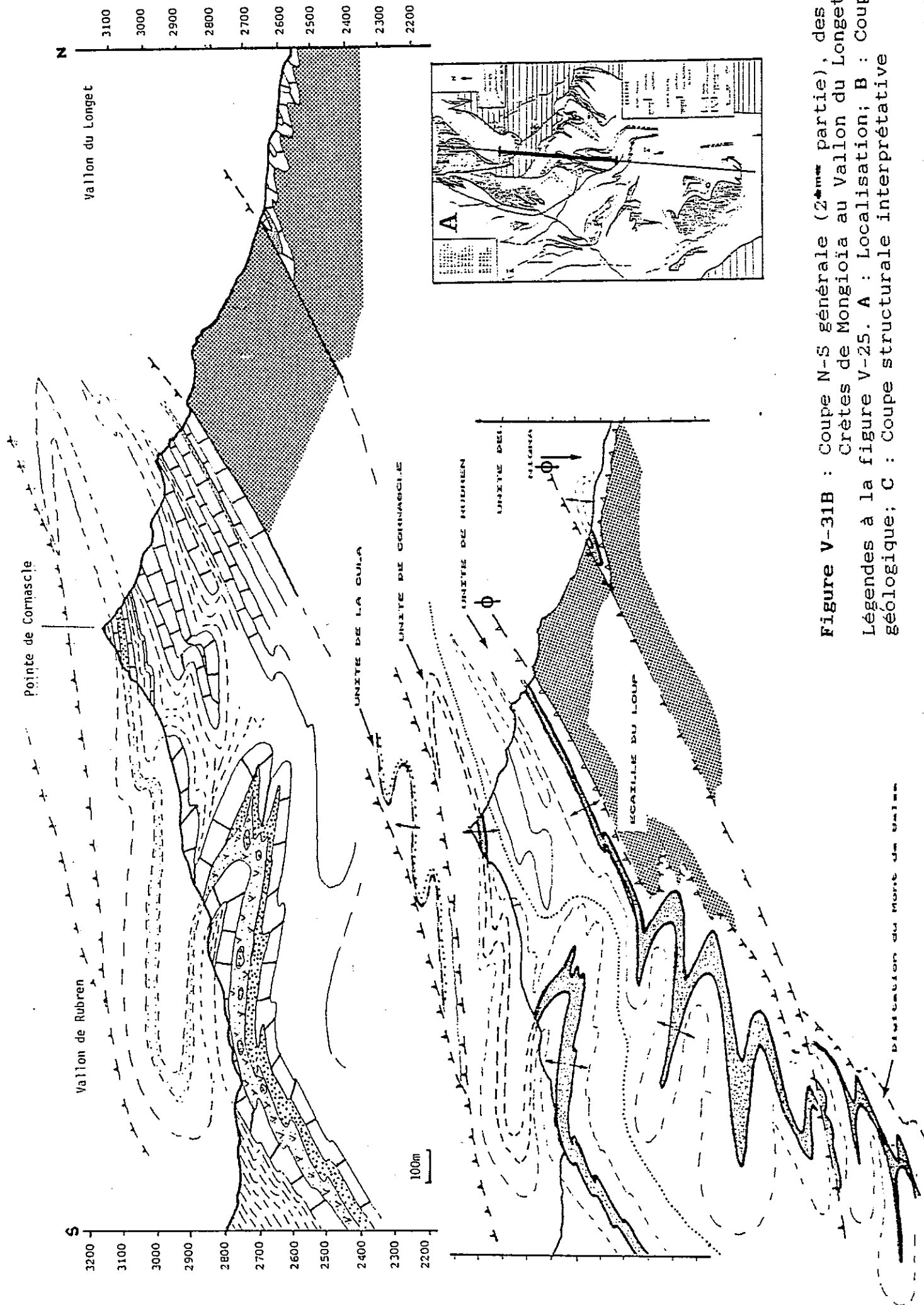
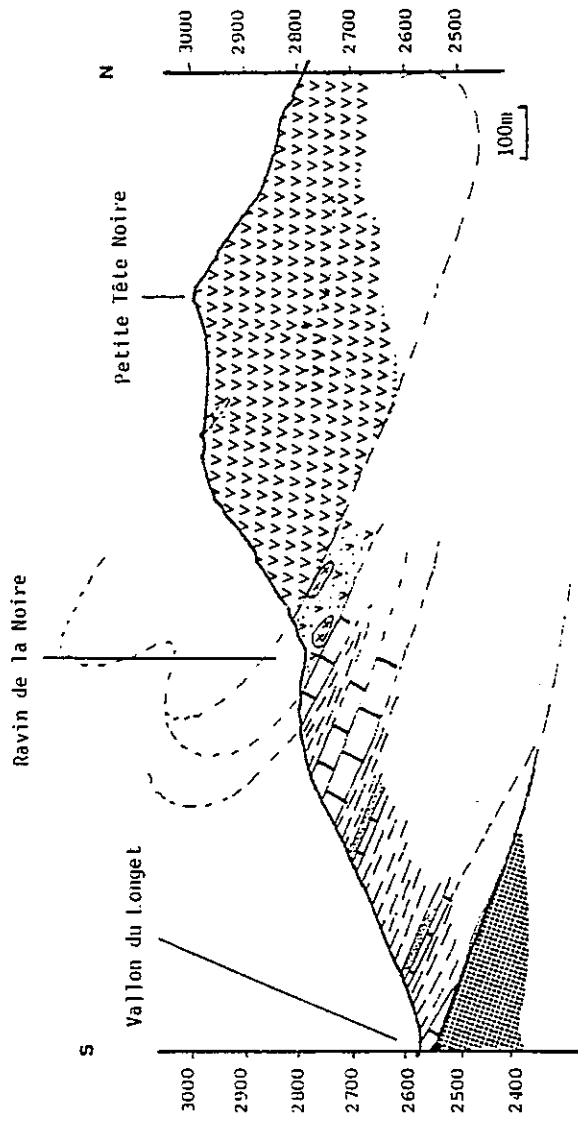
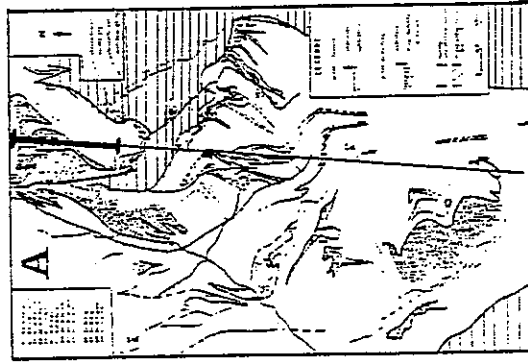


Figure V-31A : Coupe N-S générale (1^{re} partie). de la Tête de l'Autaret aux Crêtes de Mongioia.
 Légendes à la figure V-25.
 A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative





UNITE DE LA
TETE DES TOILLIES



UNITE DEL NIGRA

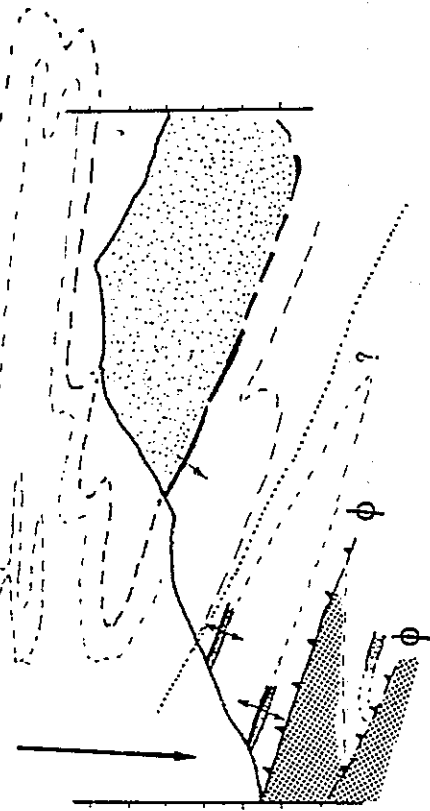


Figure V-31C : Coupe N-S générale (3^{ème} partie), du Vallon du Longet à la Petite Tête Noire. Légendes à la figure V-25.

A : Localisation; B : Coupe géologique; C : Coupe structurale interprétative

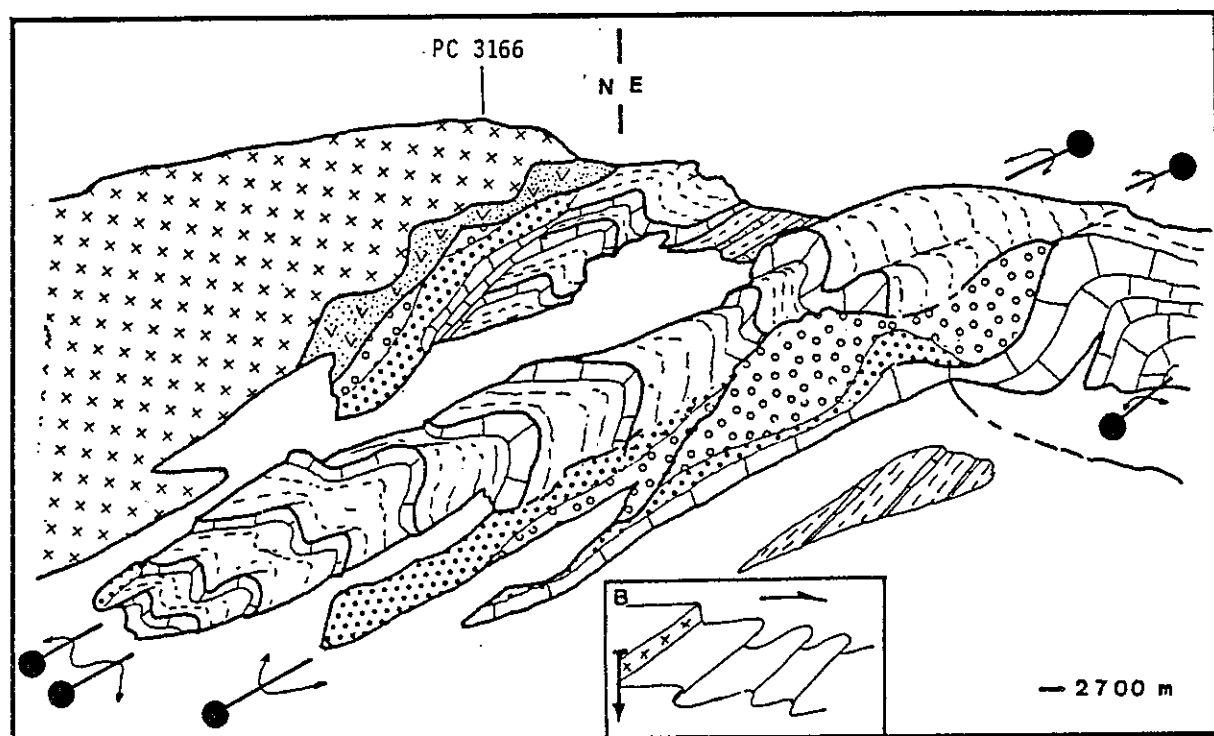


Figure V-32 : Panorama de la face occidentale du Pelvat de Chabrière (série renversée): Les grands plis P3 déversés au Sud
 B : Représentation de l'interface calcaire-radiolarites

3 - Liaison entre déformations superposées et grandes structures: Exemples choisis

Certains secteurs montrent la superposition ou l'interférence entre les trois types de plis carographiques mis en évidence (par. 2). L'analyse de ces grandes structures permet d'établir leur chronologie de mise en place. Nous tenterons de corrélérer cette chronologie avec celle déjà établie par l'étude des petites structures (micro et mésostructures), au paragraphe 1.5. Les exemples suivants montrent que les trois types de grands plis superposés correspondent aux trois dernières phases de déformation.

3.1 - Structure du Pelvat de Chabrière : superposition P2/P3

3.1.1 - Les plis décimétriques en rouleau déversés vers le Sud du Pelvat de Chabrière.

Au Sud du monoclinal de microgabbros du PC 3166, le sommet du Pelvat de Chabrière est constitué d'une grande dalle de calcaires marmoréens sur laquelle on observe des plis déversés vers le SE (fig.V-32). Ces plis métriques à décimétriques, à charnière arrondie ont un axe moyen N 45 30 SW. Ils forment des synformes (gouttières) au creux desquelles sont localement conservées des métaradiolarites (série renversée).

A l'Est, sous le sommet, les observations sur les bancs de calcaires siliceux de la Formation de la Replatte, sont plus complètes. Les plis N45 présentent une schistosité de plan axial de type crénulation.

Ces plis enroulent une linéation d'étirement oblique (20° par rapport à l'axe des plis). La schistosité principale est, elle aussi, enroulée autour de ces axes (fig.V-13).

Nous observons donc ici, la superposition de deux épisodes de déformation:

- le plus récent développe des plis P3 décimétriques à métriques (N 45-30 SW), à charnière arrondie anisopaques, déversés vers le Sud. La schistosité S3 de plan axial est de type flanc normal, compte tenu de l'interprétation générale proposée (voir plus loin).

- le plus ancien montre une schistosité S2 pénétrative et une linéation enroulées par les plis P3. Le faible angle entre L2, dont on sait qu'elle est parallèle aux axes P2, et les axes P3 indique que les deux phases plicatives sont presque coaxiales. La schistosité S2 qui recoupe les bancs calcaires dans les flancs normaux des plis P3 est pentée vers le Sud, le basculement tardif vers l'Ouest étant annulé.

Ces caractères indiquent que l'on se trouve sur le flanc normal d'un grand pli couché P2 (direction axiale probable: N60), si l'on considère un déversement vers le Nord ou dans son flanc inverse si l'on suppose son déversement vers le Sud (fig.V-13). Cette seconde alternative permettrait d'expliquer la position renversée de la série (voir plus loin).

En résumé, Les plis du sommet du Pelvat de Chabrière sont des plis déversés vers le Sud (enchaînement de flanc normal) qui reprennent le flanc normal d'un pli à vergence nord (ou le flanc inverse d'un pli à vergence sud).

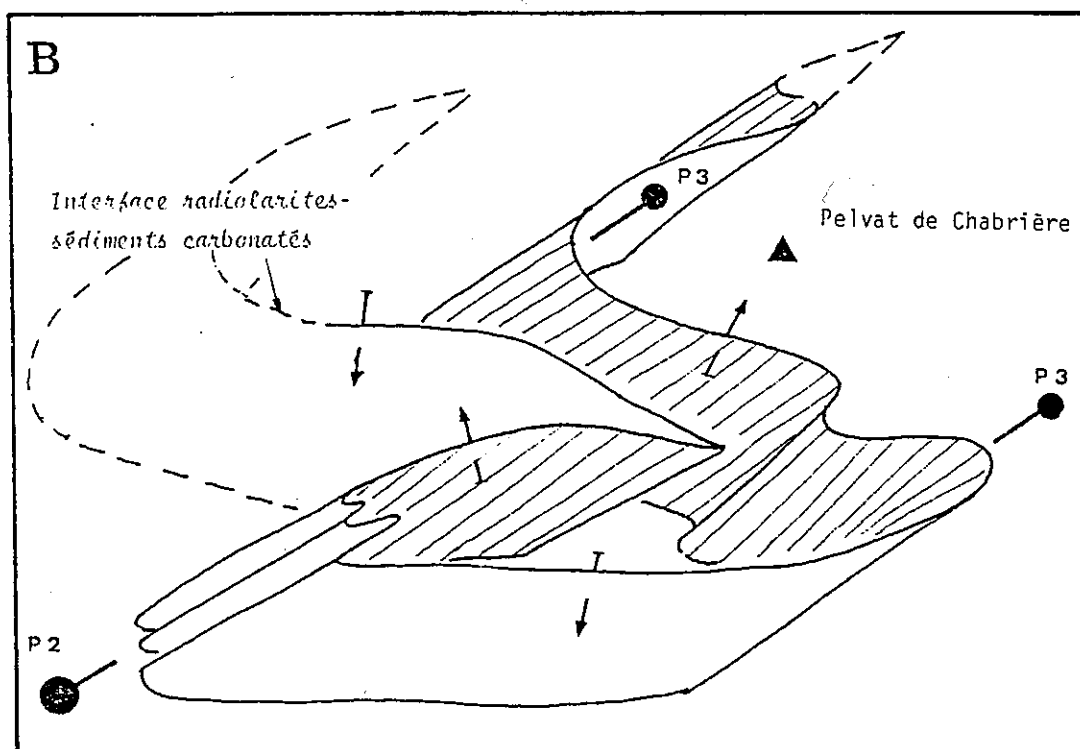
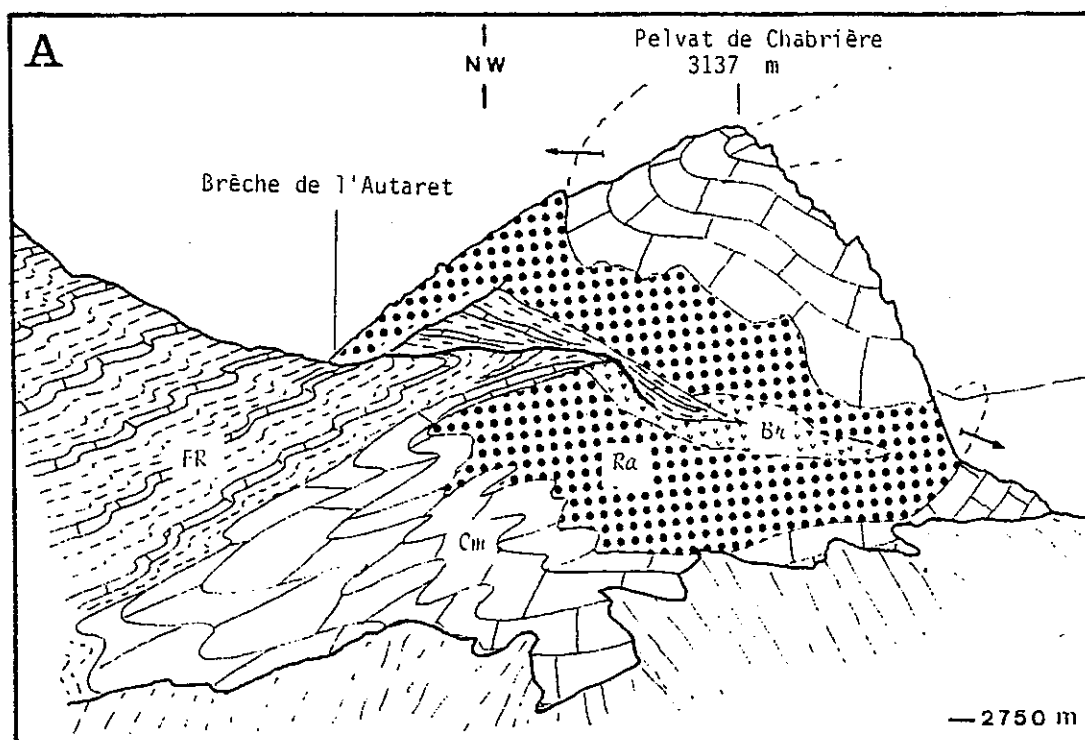


Figure V-33 : A : Panorama de la face sud-orientale du Pelvat de Chabrière: Superposition de deux plis majeurs P3/P2
 Br: brèche de basalt; Cm: calcaires marmoreens; FR: Form. de la Replatte; :Polarité de la serie.
 B : Interprétation structurale: représentation dans l'espace de la disposition d'un niveau repère.

3.1.2 - Structure du flanc sud-oriental du Pelvat de Chabrière

a - Echelle cartographique

Le panorama du versant italien du Pelvat de Chabrière (fig.V-33) met en évidence un pli pluridécamétrique replissé, à coeur de brèche diabasique (éclatement de coussins de lave) et de métaradiolarites, que dessinent les calcaires marmoréens.

Le pli P3 plurihectométrique qui forme le sommet du Pelvat de Chabrière déforme celui (P2 kilométrique) qui se développe à l'Est de la Brèche de l'Autaret.

Le pli P3, qui est dans le prongement sud de la dalle sommitale (par. 3.1.1) montre un flanc inverse court sub-vertical, et un flanc normal long sub-horizontale. Ce pli en genou montre un net déversement vers le Sud.

Le pli P2 est isoclinal, et montre une charnière pincée et étirée.

b - Petites structures associées (fig.V-34)

Dans le flanc court du pli P3, les calcaires de la Formation de la Replatte dessinent des plis pluridécamétriques de type sub-semblable, d'axe N80 à N40, à déversement apparent vers le Nord (flanc inverse de pli à vergence sud) ((1), B fig.V-34).

A proximité de la surface axiale du pli P3, le contact calcaires marmoréens-métaradiolarites tourne très rapidement et l'axe construit à l'aide des mesures effectuées à proximité de la charnière est N50-30SW.

On observe, ici, l'interférence de deux familles de plis à l'échelle décimétrique ((2), fig.V-34). Les plis pincés d'axe moyen N30-20S sont repris par des plis plus ouverts d'axe N50-40S. La figure montre le déversement apparent des plis les plus ouverts (replissants: P3), vers le Sud et des plus pincés (replissés: P2), vers le Nord (?).

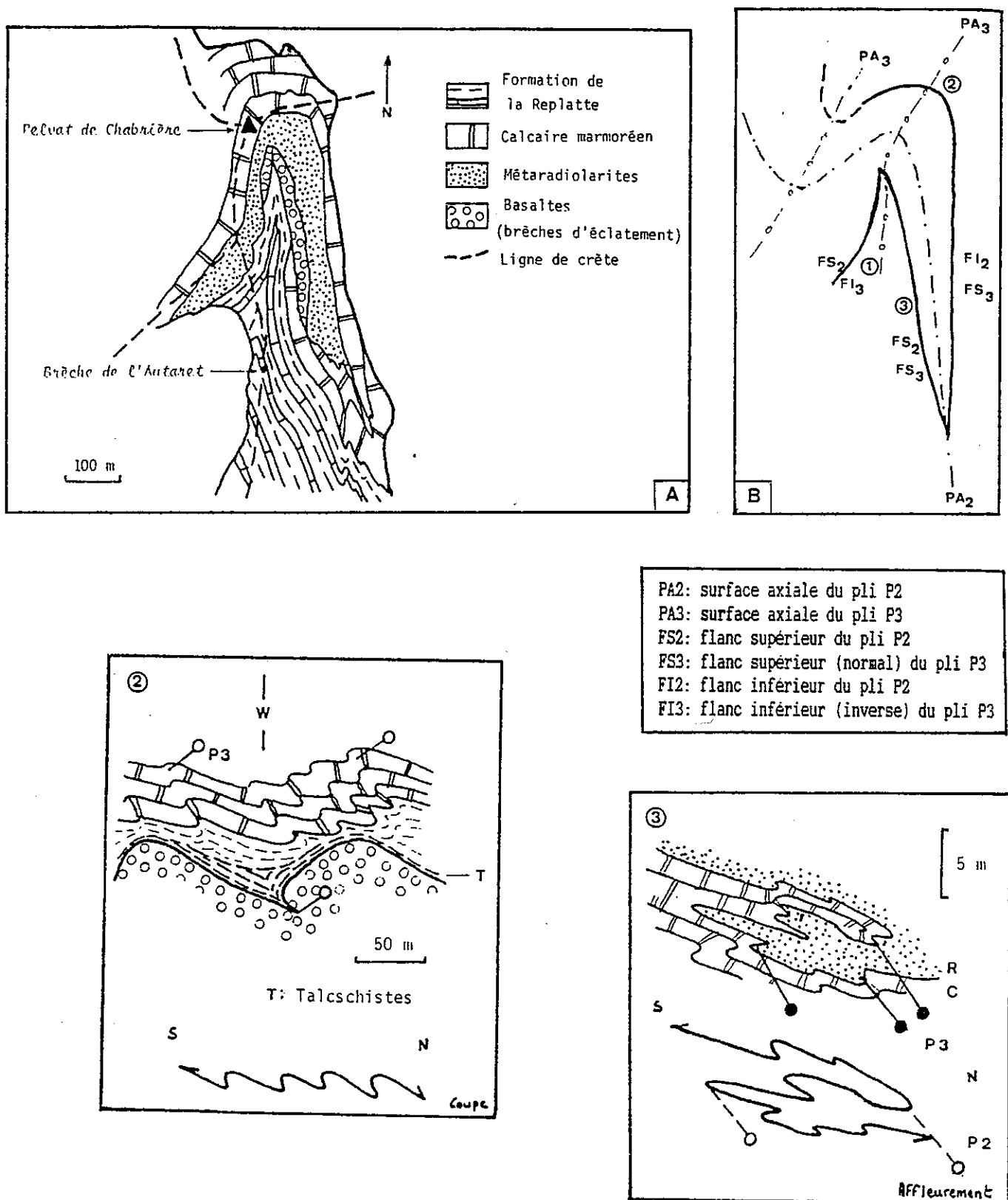
Dans le flanc supérieur du pli replissé (P2) et normal de P3 ((3), B fig.V-34), les plis qui se développent dans la Formation de la Replatte ont un axe moyen N45-30SW remarquablement constant. Ces plis métriques sont assez ouverts, à charnière arrondie et à flanc supérieur long (déversement vers le Sud). Ces plis sont associés à une linéation d'étirement bien visible et parallèle à leur axe.

De plus, le contact Brèche diabasique-Formation de la Replatte montre la disharmonie entre ces plis et les plis à vergence sud qui affectent les basaltes et qui ont une allure de mégameneaux ((3), fig.V-34).

Ces observations sont cohérentes avec un déversement similaire (vers le Sud) des plis des deux générations : flanc supérieur de P2 (flanc inverse de synforme si l'on considère que la vergence de P2 se fait vers le Nord nord, voir plus loin) et flanc normal de P3 à vergence Sud (voir fig.V-34).

De plus, dans ce secteur de la grande structure, on observe le développement d'une seule schistosité, S2 étant vraisemblablement confondue avec S3.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr



c - En conclusion

L'analyse des petites structures confirme l'approche cartographique: un pli kilométrique P2 isoclinal est replissé par un pli plurihectométrique P3 (à vergence sud). Ces deux plis semblent sensiblement coaxiaux.

A ces deux plis sont associées deux types de petites structures "":

- au grand pli isoclinal (P2), correspondent des petits plis pincés associés à la schistosité et à la linéation principales.

- au pli ouvert déjeté vers le Sud (P3), correspondent des petits plis à charnière plus arrondie, qui sont associés à une schistosité de crénulation

Les plis P2 mineurs sont uniquement visibles dans la zone de charnière du grand pli P3, où ils interfèrent avec les plis P3 mineurs. Ailleurs, il semble qu'ils soient confondus avec les plis P3, leurs plans axiaux étant réorientés dans le même plan que les plans axiaux P3. Ceci expliquerait le fait que l'on confonde les plis mineurs P2 et P3, dans la région étudiée.

A l'échelle du complexe de Chabrière, le grand pli P2 décrit ici correspond à la terminaison méridionale d'une grande synforme isoclinale à coeur ophiolitique, couchée vers le Nord. Son flanc inférieur "normal" (série renversée) est représenté par le massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière et son flanc supérieur "inverse" (série normale) est en grande partie décapé par l'érosion (Vallon de Chabrière). On observe néanmoins des témoins de ce flanc supérieur:

- présence de niveaux de Formation de la Replatte, à l'Ouest de Pelvat de Chabrière, "sur" les ophiolites

- existence d'une portion de "série ophiolitique" en position normale, à la base du Pelvat de Chabrière (par. II-2.3.2).

- les sédiments observés en rive gauche du Vallon de Chabrière pourraient représenter la couverture sédimentaire de ce flanc normal (replissés par des plis P4).

L'alternative conduisant à considérer cette structure comme une antiforme à vergence sud n'est pas retenue, compte tenu de l'attribution de cette structure à la phase 2, dont nous avons démontré la vergence vers le Nord (fig.V-21).

Par contre, la série affectée par le pli synforme P2, à vergence nord (hypothèse retenue), affecte une série initialement à l'envers, comme à Roche Noire, immédiatement au Nord (TRICART, 1973)

Ce grand pli isoclinal P2 forme, ici, l'"ossature" du complexe de Chabrière.

Il est affecté par des plis P3 plus ou moins coaxiaux, à vergence sud d'échelle décimétrique à plurihectométrique, dont les flancs inverses sont très réduits (plis déjetés).

L'ensemble de cette structure est affectée par des plis à axe subméridien bien développés sur les crêtes du Pas de Gandin (3.2) et dans le massif occidental de Chabrière (3.3).

3.2 - Les synformes du Pas de Gandin: interférence P3/P4

Le panorama (fig.II-2) et la coupe E-W (fig.V-26) montrent l'existence de synformes à coeur serpentineux, sur l'arête située à l'Est du Pic du Pelvat.

Géométriquement, ces synformes ont un axe subméridien. Elles correspondent à un plissement à vergence est et peuvent donc être attribuées à la quatrième phase de déformation.

Au Nord, l'érosion ne permet pas d'observer le prolongement de ces synformes. Par contre, au Sud, dans le haut vallon de la Bouteille, les serpentinites qui formaient le coeur de la structure disparaissent brutalement, pour ne laisser place qu'à une mince bande de calcaires marmoréens. Cartographiquement, cette bande semble se raccorder à la bande carbonatée à coeur serpentineux qui affleure à l'Est du Pelvat de Chabrière (voir carte, fig.V-23).

L'interprétation qui s'impose est, que les plis P4 à vergence est interfèrent avec des structures antérieures. Si l'on considère la trace cartographique de la bande de calcaires marmoréens qui prolonge la structure du Pas de Gandin, on note qu'elle montre une virgation similaire, et plus ou moins parallèle à celle que dessine la bande de calcaires marmoréens du Pelvat de Chabrière (par. 3.1, fig.V-37). Cette géométrie est sans doute due à un pli P3 avec lequel interfèreraient les plis P4 à vergence est.

3.3 - Le massif occidental de Chabrière: superposition P4 majeur/P3 mineurs/mégaboudin 1 ou 2

Ce massif (fig.II-14) se présente comme un pli anticlinal P4 kilométrique à axe horizontal subméridien (N160) et à coeur de basaltes en coussins, déversé vers l'Est (fig.V-25). Le pli déforme une série initialement à l'endroit.

Dans le détail, l'interface ophiolites-sédiments montre des rouleaux décamétriques à métriques de direction N160, déversés vers l'Est, qui enroulent une schistosité (S2 et/ou S3). Localement les rouleaux montrent une schistosité de plan axial serrée qui pend d'environ 40° vers l'Ouest. Ceci confirme que cette structure est due à la phase de déformation 4, à vergence est.

Par ailleurs, dans les métasédiments du flanc supérieur (série normale) de cet anticlinal P4, on observe quelques rares charnières décimétriques de type semblable à concentrique aplati, et de direction moyenne, NE-SW, pentées de 30 à 40° vers l'WSW. Ces plis seraient antérieurs au pli majeur 4 (vraisemblablement P3).

Dans le massif occidental de Chabrière, on observerait donc la superposition de plis P4 majeurs-mineurs sur des plis P3 mineurs.

* Terminaison nord du massif (fig.V-35)

Cartographiquement, le massif de basaltes en coussins se termine brutalement, le long d'une ligne orientée N10 à N20. Or, ce contact entre les basaltes et les sédiments, bien que tectonisé, ne semble pas associé à une fracture nette. Au contraire, le massif basaltique n'est pas limité par des plans de fracture visibles, et les sédiments stratifiés semblent encapuchonner cette terminaison.

On ne peut donc interpréter cette linéation N-S comme une troncature par faille tardive recoupant la charnière du pli majeur N160.

Par contre, les sédiments (Formation de la Replatte) montrent ici de nombreux plis dont les axes plongent vers le SW (N30 à N50; plongeant de 10 à 30° vers le SW). De plus, ces petits plis s'enchainent localement comme des plis ptygmiques, et montrent parfois des structures en rods (charnières de calcaire isolée dans les schistes). Ces structures mineures ne peuvent être associées à l'anticlinal majeur déversé vers l'Est. Par contre, leurs caractères seraient plus compatibles avec ceux d'une grande structure 3 ou 2.

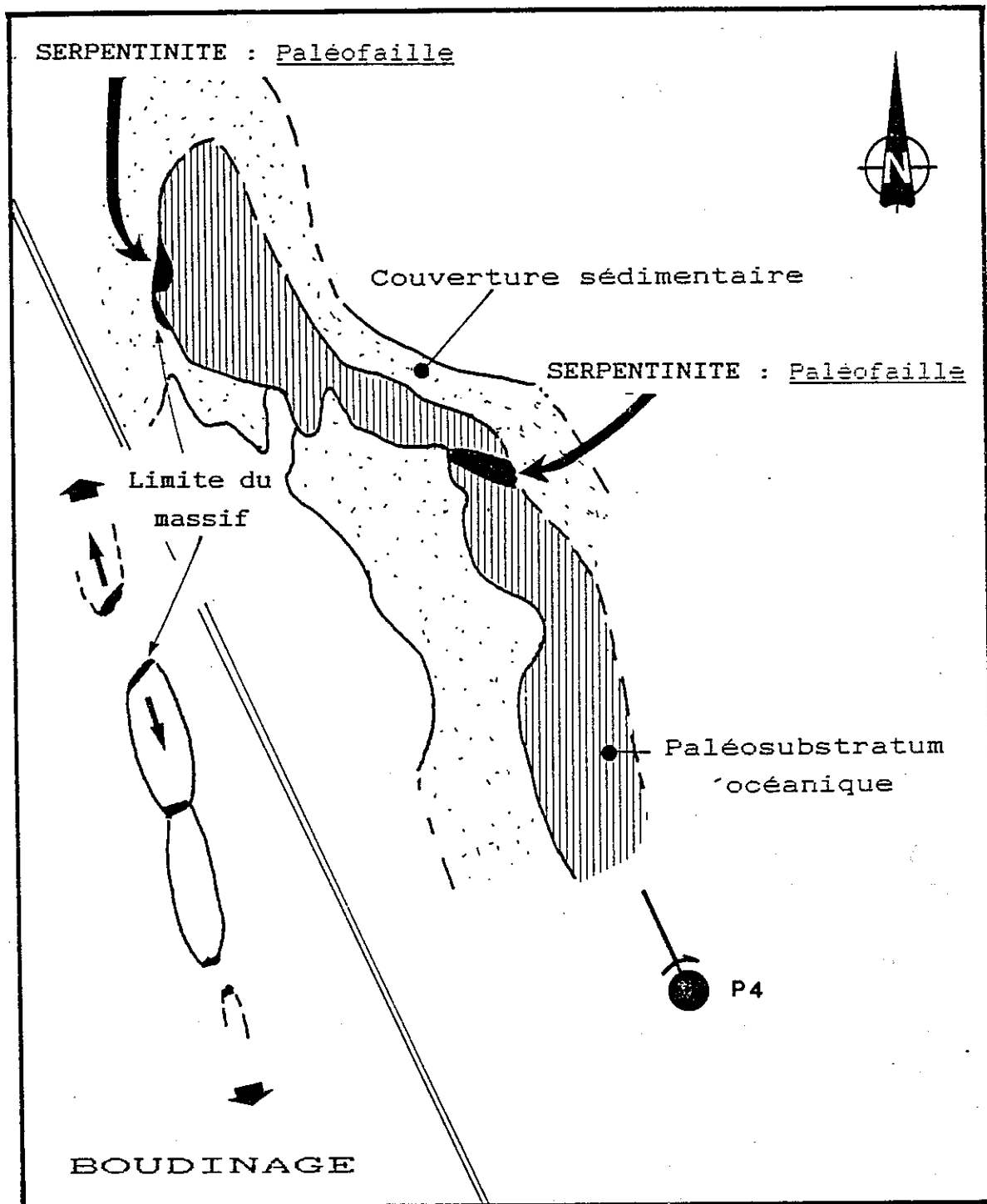


Figure V-35 : Interprétation cartographique de la structure du massif occidental de Chabrière (carte d'après la figure II-21).

Mégaboudin limité et découpé par des paléofailles injectées de serpentinite, et affecté par un pli P4 subméridien déversé vers l'Est

le caractère particulièrement serré des plis mineurs indiquant même que l'on aurait affaire à une charnière de grand pli ou à une "queue de méga-boudin.

La présence d'un placage de serpentinite sur la terminaison nord des basaltes, confirmerait l'hypothèse d'une terminaison de mégaboudin (voir chap. VI et fig.V-25)

Le massif occidental de Chabrière correspondrait à la reprise, par un pli P4 kilométrique déversé vers l'Est, d'un mégaboudin de phase antérieure (2 ou 1, voir par.VI-4).

3.4 - Conclusions: liaisons entre grandes structures et déformations superposées

Les exemples analysés montrent la liaison entre les grandes structures et les déformations superposées:

- les grands plis isoclinaux qui forment l'ossature des massifs correspondent à des structures antérieures aux plis P3. Selon nos observations (charnière majeure, au SE du Pelvat de Chabrière), ils correspondraient à la phase 2 dont la vergence nord a été montrée par la microtectonique (fig.V-21).
- les plis majeurs qui leur sont coaxiaux et qui les déforment sont associés à la phase 3, dont la vergence sud est évidente à toutes les échelles.
- les plis d'axe N-S déversés vers l'Est qui reprennent les structures précédentes, sont la manifestation de la phase de déformation 4.

Comme pour les petites structures (par. 1), la reconnaissance des grandes structures est possible grâce aux figures de superposition qu'elles montrent, aux directions axiales, à la vergence et au style des plis.

Problème des plis antérieurs aux plis P2

On a admis que les plis P2 correspondaient aux plis isoclinaux cartographiques qui forment les bandes N-S individualisables dans la région (Complexes, définis sur la figure I-6). Or, on suppose que ces plis P2 se ferment, pour la plupart (?), au Sud, comme celui du Pelvat de Chabrière. Cette supposition est confirmée par le fait que tous les massifs ophiolitiques importants, au coeur d'une structure, se prolongent généralement, au sud, par une bande cartographique à coeur ophiolitique réduit qui semble disparaître, donc se terminer (?), en Haute Varaïta di Raï.

Si tel est le cas, tous ces plis correspondent à des synformes P2 à vergence nord (fig.V-42). Les antiformes correspondantes ne sont pas visibles dans la région étudiée; elles se développeraient plus au Nord (Queyras ?) ou elles seraient tronquées par des accidents antérieurs.

Ces plis P2 affecteraient alors, une série originellement renversée, probablement lors de la mise en place des nappes (sur les unités Briançonnaises ?; phase 1?). Cette hypothèse a déjà été envisagée au Nord (Haut Cristillan, TRICART, 1973).

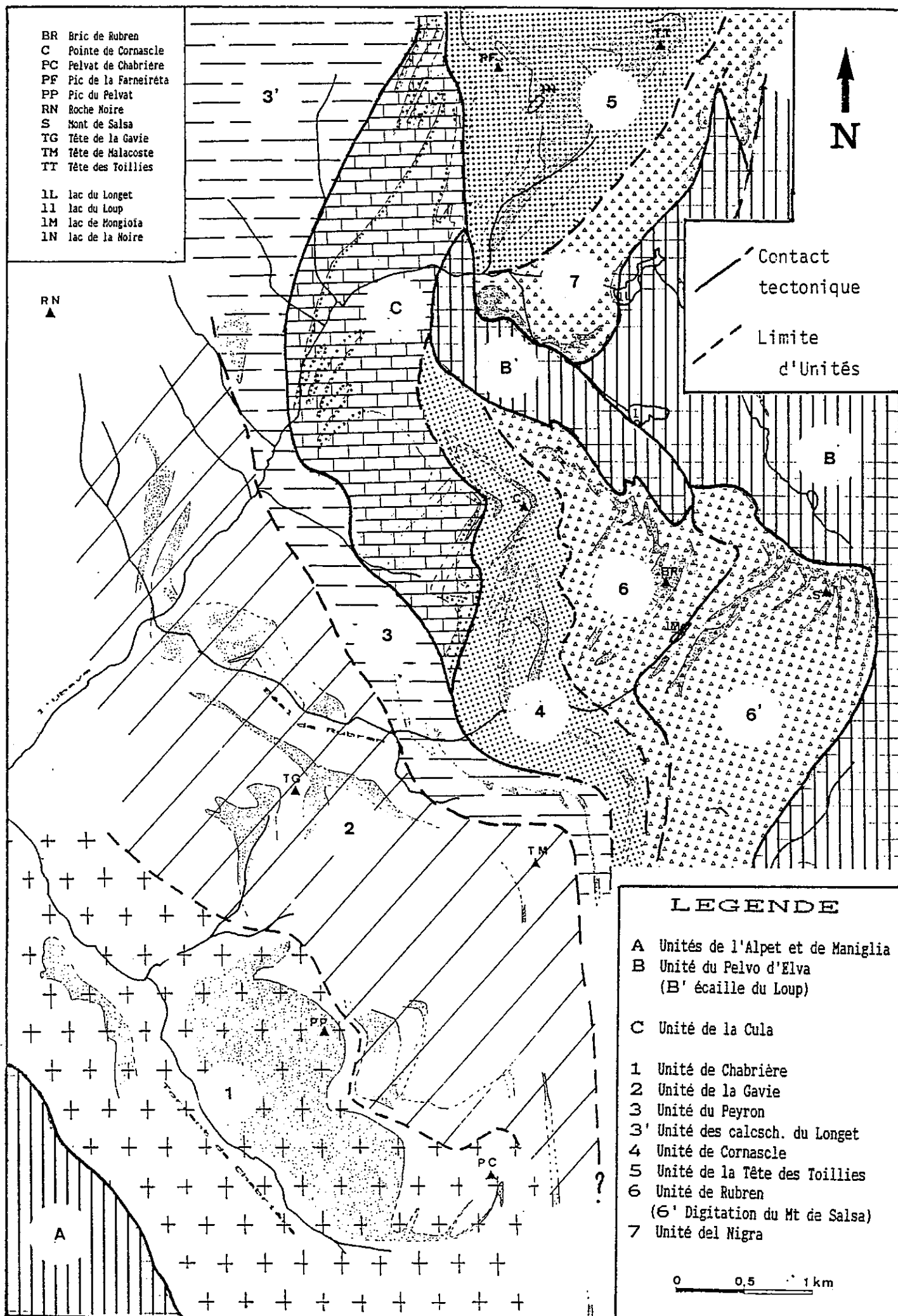
Ces terminaisons vers le Sud s'accordent bien avec la terminaison vers le Sud de la synforme de Schistes lustrés (synclinal d'Acceglio), entre Bande du Roure et Bande d'Acceglio (fig.I-2).

BR Bric de Rubren
C Pointe de Cornascle
PC Pelvat de Chabrière
PF Pic de la Farneirèta
PP Pic du Pelvat
RN Roche Moire
S Mont de Salsa
TG Tête de la Gavie
TM Tête de Malacoste
TT Tête des Toillies

1L lac du Longet
1I lac du Loup
1M lac de Mongioia
1N lac de la Noire



— Contact
tectonique
- - - Limite
d'Unités



4 - Généralisation: grandes structures des massifs de Haute Ubaye

4.1 - Définition des Unités structurales

L'analyse de la carte et des coupes nous a montré l'existence de grands plis isoclinaux P2 à vergence nord, affectant une série initialement renversée (par.2.2.2), à coeur ophiolitique, et localement séparés par des contact chevauchants.

Pour simplifier les descriptions, et parce que je n'ai pu mettre en évidence de façon formelle, les enchainements entre ces plis isoclinaux, je propose de distinguer 8 Unités structurales, à série ligure. Leur ossature est constituée par un des plis P2 isoclinaux, à coeur ophiolitique, affectant la série ligure.

Ces unités sont (fig.V-36 et fig.V-42):

- 1 - Unité de Chabrière
- 2 - Unité de la Gavie
- 3 - Unité du Peyron
- 3' - Unité des Calcschistes du Longet
- 4 - Unité de Cornascle
- 5 - Unité de la Tête des Toillies
- 6 - Unité de Rubren (dont 6' la digitation du Mont de de Salsa)
- 7 - Unité del Nigra

J'ai aussi distingué 2 unités attribuables aux "écaillés intermédiaires", et associée à la zone ultrabriançonnaise (Unité de Maniglia (A), à l'Ouest, et Unité du Pelvo d'Elva (B), à l'Est):

- A' - Unité de l'Alpet (LE GUERNIC, 1967)
- C - Unité de la Cula

L'analyse stratigraphique nous a montré les similitudes entre les séries stratigraphiques d'Unités situées dans des positions structurales similaires ou proches. Les Unités dont les séries sont comparables sont: les Unités 1 et 2 (U. de Chabrière et U. de la Gavie), 4 et 5 (U. de Cornascle et U. de la Tête des Toillies), et 6 et 7 (U. de Rubren et U. del Nigra)

4.2 - Structure générale de chaque Unité

4.2.1 - Unité de Chabrière

L'analyse des structures de cette Unité a été en grande partie effectuée au paragraphe 3. Elle est résumée par la figure V-37.

La structure entre le massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière et le massif occidental de Chabrière est vraisemblablement tronquée par un chevauchement vers l'Est qui juxtapose la série normale du flanc supérieur du grand pli isoclinal P2 de Chabrière, à la série normale du massif occidental.

Figure V-36 : Schéma structural: les Unités de Haute Ubaye
(voir aussi la coupe structurale de la figure V-42)

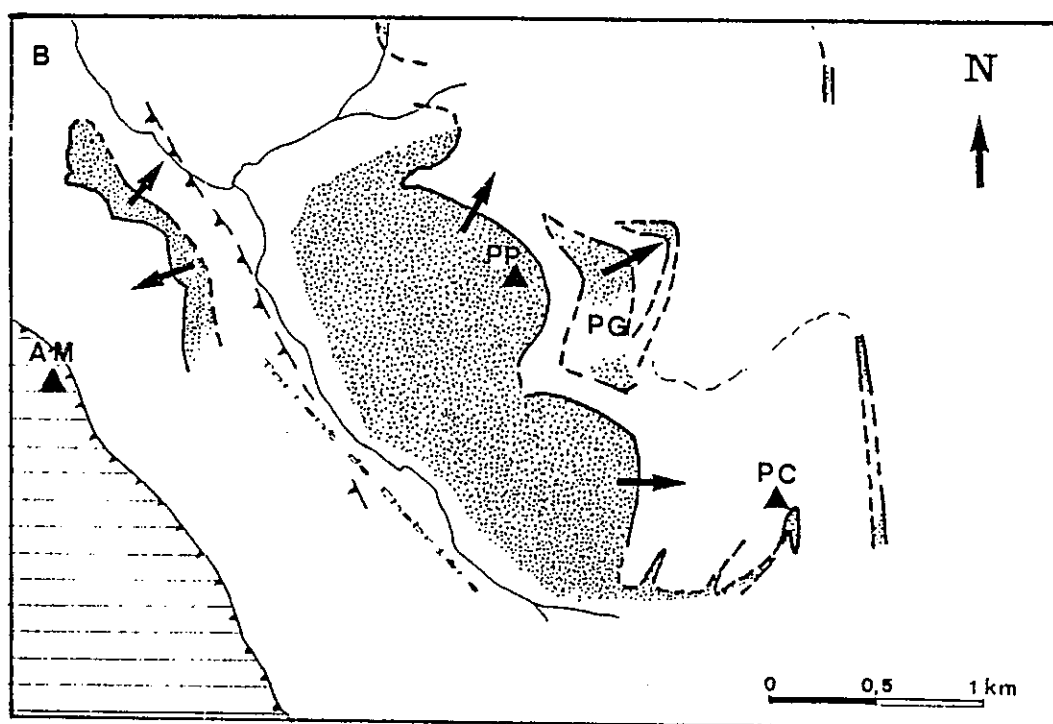
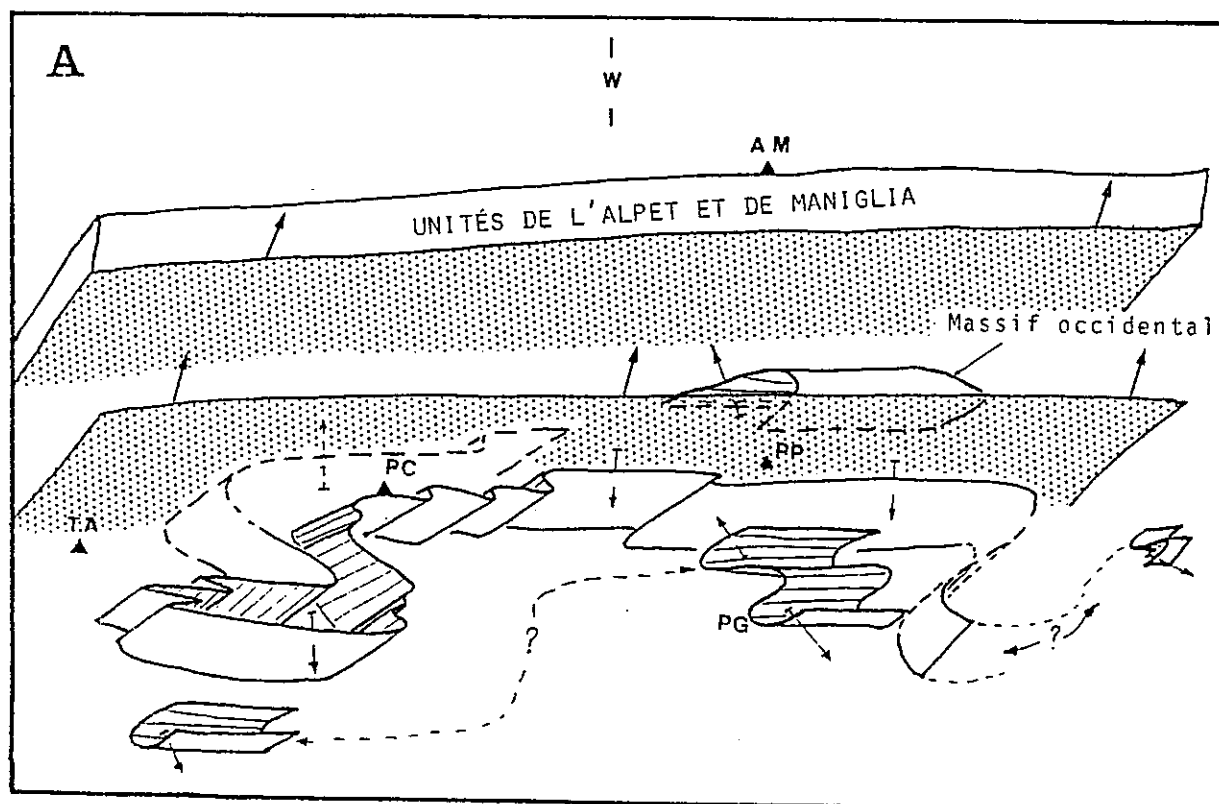


Figure V-37 : Bloc diagramme (A) interprétatif de la structure de l'Unité de Chabrière, par la représentation dans l'espace, de l'interface ophiolites-sédiments et carte des interfaces (B).

AM: Pointe basse de Mary; PC: Pelvat de Chabrière; PP: Pic du Pelvat; PG: Pas de Gandin; TA: Tête de l'Autaret

A l'Ouest, l'Unité de l'Alpet chevauche les calcschistes de l'Unité de Chabrière, avec troncature probable des structures les plus occidentales.

A l'Est, le contact avec l'Unité de la Gavie passe entre le flanc inférieur, normal (à série renversée) du pli isoclinal P2, de Chabrière et les synformes à coeur serpentineux du Pas de Gandin. Son tracé reste hypothétique.

Remarque : La coupe de la figure V-26 indique la liaison possible entre les synformes du Pas de Gandin, et le flanc inférieur du Pic du Pelvat. Or, la carte et le bloc diagramme montrent que le flanc inférieur du pli majeur P2 se poursuivrait, vers le Nord, au-delà des plis du Couloir (fig.II-2; charnière de pli P2 réorientée par la phase de déformation 4 ?). Tenant compte de ce caractère, il est difficile de raccorder géométriquement les synformes du Pas de Gandin (série renversée de l'Unité de la Gavie) avec le flanc inférieur du Pic du Pelvat (Unité de Chabrière), qui semble plutôt se poursuivre vers le Nord, que s'enchaîner aux structures de l'Unité de la Gavie.

4.2.2 - Unité de la Gavie

C'est la terminaison méridionale de la synforme de Roche Noire dont TRICART (1973) a démontré qu'elle correspondait à un pli majeur P2 repris par ce que nous appelons, ici, la phase 4, à vergence est.

Cette Unité montre plusieurs synformes à coeur de serpentinites déversées vers l'Est. Cette série redoublée correspond vraisemblablement à un pli majeur P2 à coeur serpentineux qui se termine au Sud par un chapelet d'affleurements difficilement corrélables.

Les synformes observées sur les crêtes de la Gavie (fig.II-29) offrent tous les caractères des plis P4. Ils reprennent vraisemblablement un grand pli de phase antérieure (P2 ou P3) qui se terminerait, soit au Sud du vallon de la Bouteille, soit en Haute Vraïta di Raï, au Sud du Pic de Malacoste (voir par. 3.2).

4.2.3 - Unité du Peyron et Unité des Calcschistes du Longet

a - Unité du Peyron

La distinction de cette petite bande subméridienne est due à la présence d'un chapelet d'"ophiolites" (prasinites, basaltes) associés à des calcaires marmoréens, à des radiolarites, voire à des alternances comparables à la Formation de la Replatte ainsi qu'à des calcschistes attribuables à la Formation des Toillies. Elle se développe depuis le petit massif du Peyron (Est de Roche Noire), passe dans le vallon de Cornascle, à la base des arêtes de Platte Chamoussière, jusque dans le flanc occidental de la Vraïta di Raï.

Cette Unité montre l'habituelle structure d'un pli P2 isoclinal repris par des plis à vergence sud.

La série de cette unité est souvent incomplète sur le flanc inférieur du grand pli P2 isoclinal (Platte Chamoussière, par exemple; ceci pourrait être dû à une troncature tectonique tardive (Accident du Peyron).

Cette Unité est intercallée entre:

- l'Unité de la Gavie avec laquelle elle ne montre pas de rapports structuraux nets; aucune continuité n'est visible entre la série de la Gavie et celle de l'Unité du Peyron, mais un enchaînement des deux plis isoclinaux P2 est probable, au Nord, en Haut Cristillan).

- l'Unité de la Cula, qu'elle semble tronquer dans le vallon de Rubren (chevauchement du Peyron)
- et l'Unité de Cornascle avec laquelle le contact n'a pu être déterminé (contact au sein de la masse des calcschistes).

b - Unité des Calcschistes du Longet

Cette Unité, constituée uniquement de calcschistes monotones, fait suite, vers le Sud, à l'Unité des Calcschistes de Châteaurenard (AYOUB, 1984) qui chevauche toutes les Unités orientales. En Haute Ubaye, elle chevauche l'Unité de la Cula dont elle tronque certaines des structures (P3: fig.IV-17).

Le rapport entre l'Unité des Calcschistes du Longet et l'Unité du Peyron n'est pas clairement défini. Selon TRICART (1973), les calcschistes seraient surmontés par la série du Peyron (contact antérieur à notre phase de plissement P4 (ou P3?)). Il pourrait aussi représenter le sommet (formation de Malacoste ?) de la série ligure qui constitue l'Unité du Peyron, désolidarisé de son soubassement.

Par contre, le contact chevauchant sur lequel reposent les deux Unités, vers l'Est, en tronquant les structures P3 de l'Unité de la Cula, semble leur être commun. Ce serait donc un contact tardif (phase 4), de rétrocharriage vers l'Est qui affecterait l'ensemble des structures de la région (depuis l'Aigue Agnelle, au Nord; AYOUB, 1984) et que nous nommerons: chevauchement du Peyron.

4.2.4 - Unité de Cornascle

Ce pli P2 isoclinal à coeur de prasinites, radiolarites et ophicalcites (voir par. II-4.4), se développe sur les crêtes de la Pointe de Cornascle et dans le Vallon de Rubren, où il montre des plis P3 cartographiques d'allure isoclinale, à vergence sud (figs.V-23 et V-31B).

Le contact entre cette Unité et l'Unité de la Cula est assez clairement défini, grâce aux différences de lithologie. Il semble que le chevauchement de l'Unité de la Cula tronque, vers le Nord, le pli majeur P2, qui constitue le coeur de l'Unité de Cornascle (chevauchement vers le Sud probable, voir plus loin), c'est à dire qu'il limite l'Unité de Cornascle vers le Nord (fig.V-23).

Les relations structurales avec l'Unité de Rubren, à l'Est, ne sont pas clairement définissables. Rien, dans le Vallon du Longet, ne permet d'établir qu'il y ait un enchainement entre le grand pli isoclinal P2 de l'Unité de Cornascle et celui de Rubren, comme on aurait pu l'imaginer (grand pli reliant les séries des deux Unités).

Par contre, la position structurale de cette Unité et les similitudes lithostratigraphiques (voir par. II-6.4), nous conduisent à envisager qu'elle soit un équivalent (ou le prolongement méridional) de l'Unité de la Tête des Toillies, actuellement isolé par des contacts tectoniques (charriages, chevauchements; voir plus loin).

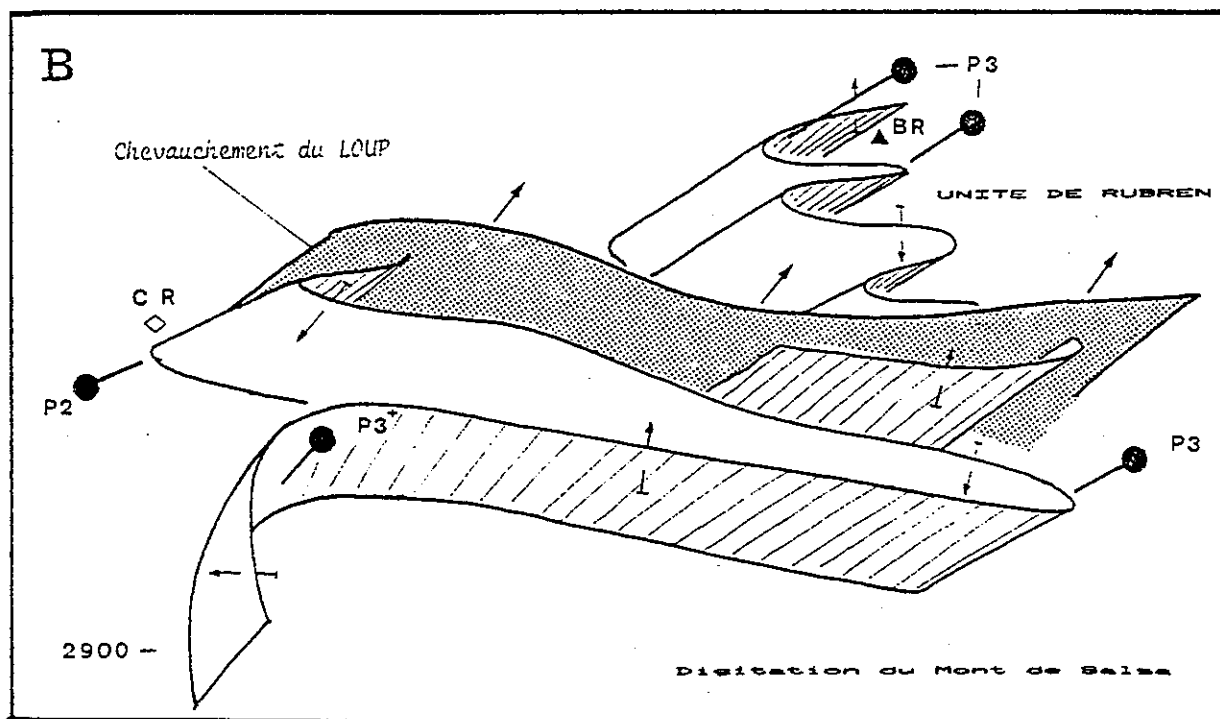
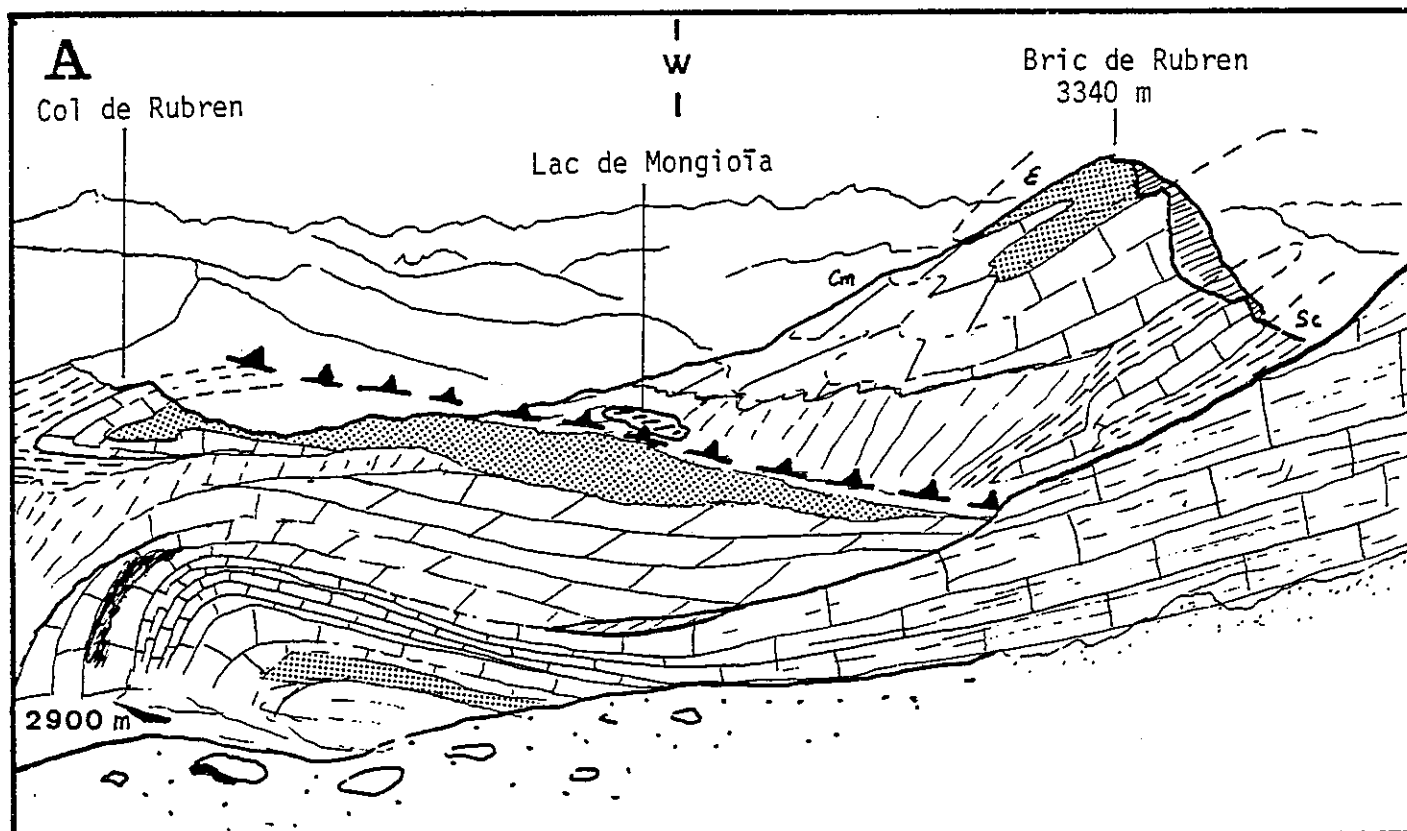


Figure V-38 : Panorama (A) et interprétation structurale (B) du massif Bric de Rubren-Mont de Salsa.

(ϵ : Prasinites; Sc: Schistes; Cm: Calcaires marmoréens; P3*: Pli P3 réorienté lors de la phase 4)

4.2.5 - Unité de Rubren

Le panorama et le bloc diagramme interprétatif de la figure V-38, schématisent la structure du massif Bric de Rubren-Mont de Salsa.

La masse de calcaires marmoréens épais intercallés de prasinites est visible, en continu depuis la rive droite de l'Ubaye, dans le vallon du Longet jusque dans le haut vallon de la Varaïta di Raï. Cet ensemble forme vraisemblablement un pli P2 dont on observe d'ailleurs une charnière hectométrique, au N du col de Rubren. Ce pli isoclinal plurikilométrique est repris par des plis plurihectométriques à charnière arrondie, déversés vers le Sud. Ce sont des plis P3 dont l'enchaînement semble interrompu à l'Est du Bric de Rubren. Cette interruption matérialise un chevauchement penté vers l'Ouest, qui affecte à la fois l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva (apparition de l'écaïlle du Loup) et l'Unité de Rubren (création de la digitation de Salsa). Cet accident (chevauchement du Loup) tronque les structures 3, le contact entre les deux Unités et semble avoir une vergence est; ce serait donc un contact postérieur à la phase 3, vraisemblablement, un "rétrochevauchement" vers l'Est (phase 4).

Le contact entre l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva et l'Unité de Rubren, est affecté par des plis à vergence sud (P3), ce qui suppose qu'il est antérieur à la phase 3 (phase 2 ou 1 ?).

Les relations structurales entre l'Unité de Rubren et l'Unité de Cornasclé, à l'Ouest, ne sont pas visibles; on observe d'enchaînement entre les structures de l'une et de l'autre des Unités, ni au Nord, dans le Vallon du Longet, où une troncature a pu se produire lors de la mise en place de l'Unité de la Cula (voir plus loin), ni au Sud, dans le Vallon de la Varaïta di Raï, où les deux bandes cartographiques à cœur ophiolitique, se terminent probablement par des charnières de plis isoclinaux P2.

Néanmoins, on peut supposer que ces deux Unités actuellement indépendantes devaient initialement s'enchaîner par plis couchés interposés.

4.2.6 - Unité de la Tête des Toillies

La géométrie des structures de cet ensemble, est complexe (fig.V-40).

Un pli à cœur ophiolitique (serpentinites de la Petite Tête Noire et basaltes de la Tête des Toillies) se boucle au confluent du Ravin de la Noire et du Vallon du Longet. Son axe plonge vers le SW et son plan axial pend vers l'WNW (2a, fig.V-40). On attribue cette structure à la phase 2, au vu de son ampleur et de sa reprise, au Nord (Tête des Toillies: fig.V-39), par un pli P3, à vergence sud. On a montré la vergence nord des structures 2; le pli considéré est donc une synforme à vergence nord.

Le pli P2a s'enchaîne, à l'Ouest, à une antiforme majeure (P2b) qui correspond aux replis de la face nord du Pic de la Farneiréta (fig.V-40).

Celle-ci est relayée, au Sud par une "antiforme P2"(c) très replissée. Cette structure majeure est en effet reprise par un enchaînement de plis hectométriques de phase ultérieure (P3) qui forment la pile de "dalles de calcaires" de l'arête sud du Pic de la Farneiréta. Cette structure est comparable à celle observée

au Bric de Rubren, où un pli isoclinal P2 est replissé par un train de plis P3. Ici, le coeur du pli majeur P2 est constitué uniquement de calcaires.

Le ravin de la Noire (fig.V-40) correspond à des repli à axe subhorizontal de faible ampleur (décamétriques) et à vergence est: ce sont des plis P4 qui reprennent le flanc oriental de la synforme P2 (a) majeur.

La position et la nature (enchaînement?, chevauchement ancien ou tardif ?) du contact avec l'Unité del Nigra, qui se développe entre l'Unité de la Tête des Toillies et l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva reste hypothétique, faute d'affleurements suffisants (schistes soliflués).

Les relations structurales avec l'Unité de la Cula et l'écaille du Loup sont difficiles à mettre en évidence, si ce n'est par les différences de séries stratigraphiques et par le fait que les structures ne s'enchaînent pas d'une Unité à l'autre. De toutes façons, ce contact tectonique (charriage vers le Nord probable de l'Unité de la Cula, voir plus loin) est repris par un chevauchement tardif à vergence est: le chevauchement du Loup.

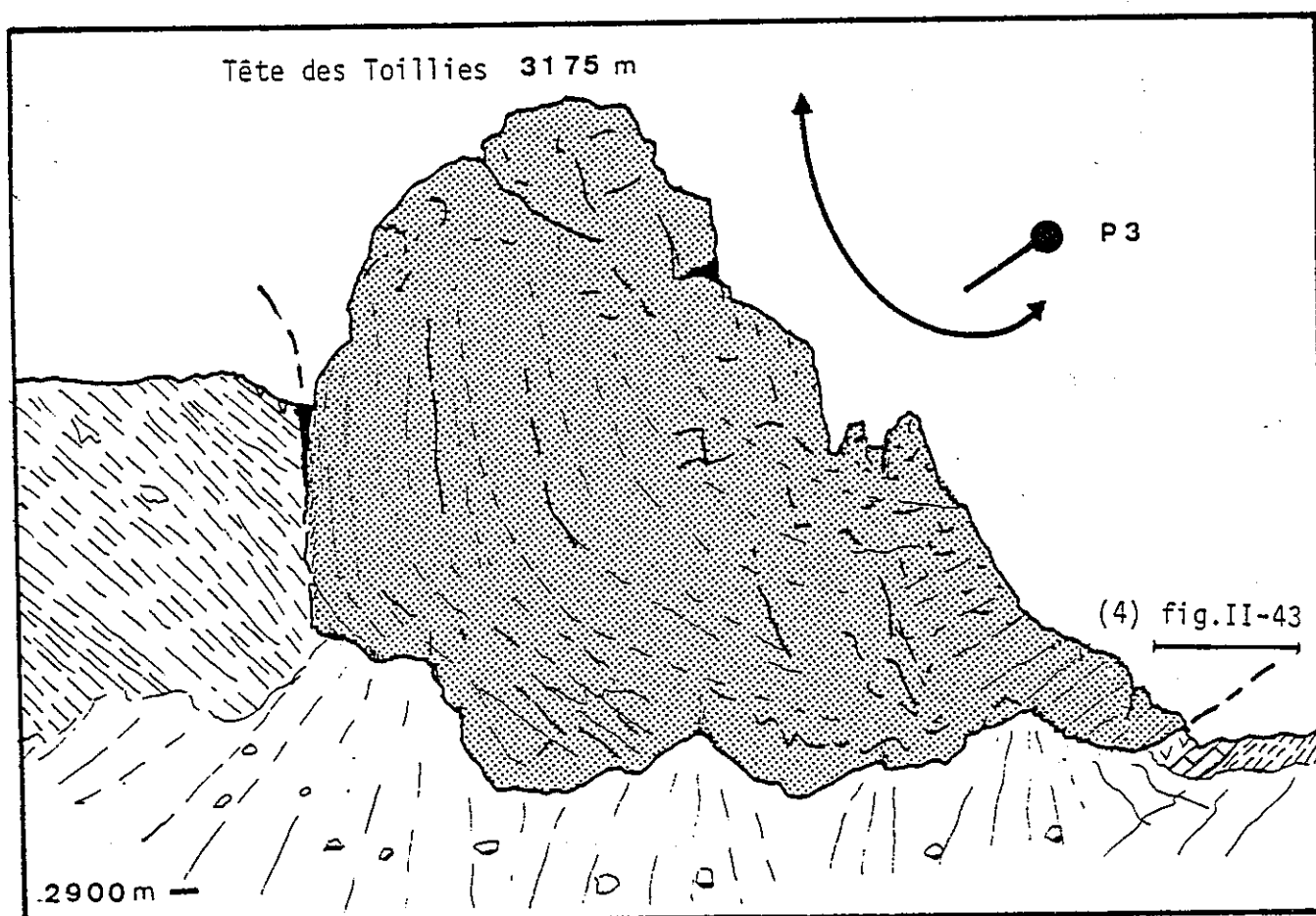
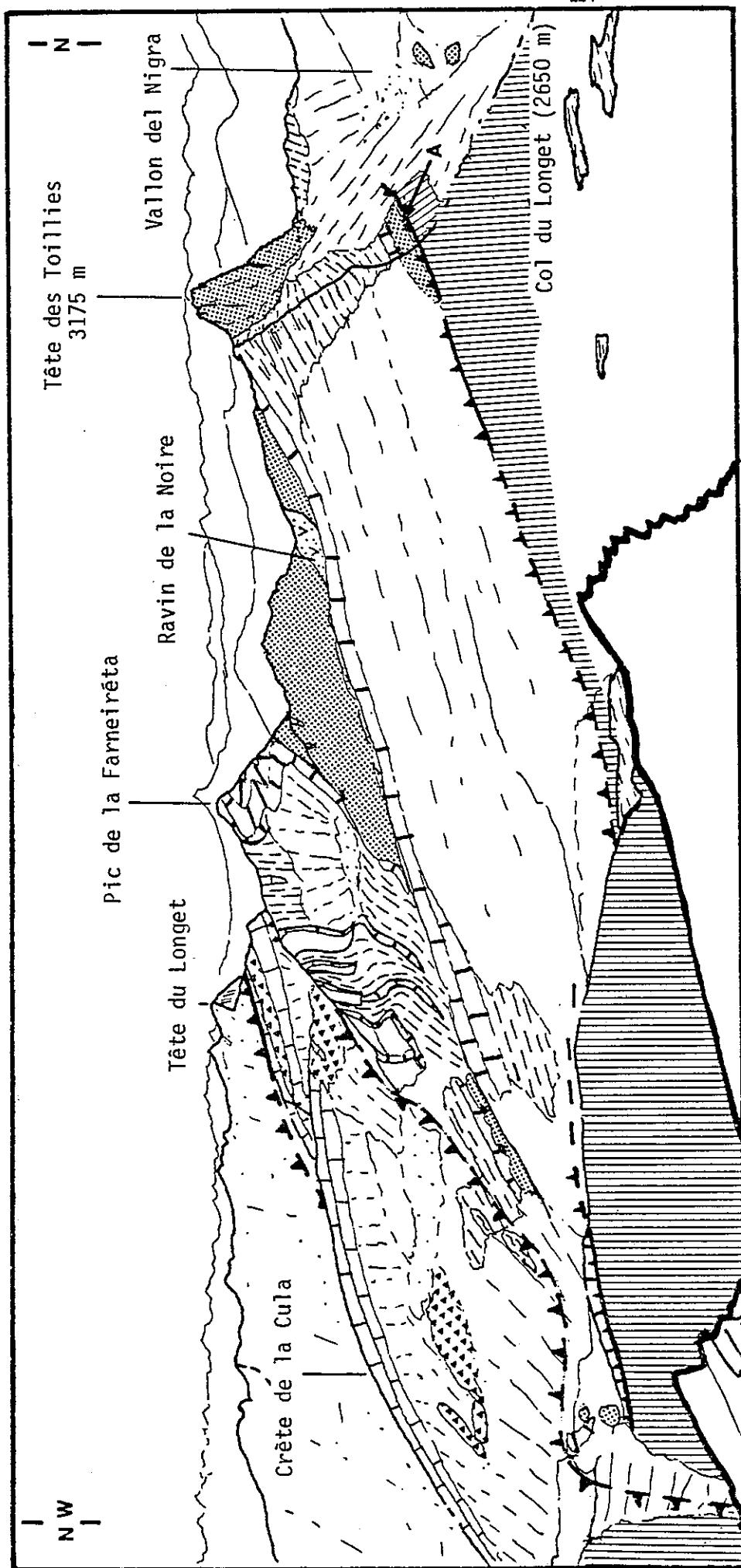


Figure V-39 : Panorama de la face orientale de la Tête des Toillies: mise en évidence d'une charnière P3 plurihectométrique.



Unité de la Cula

Form. bréchique du Longet

Calcaires marmoréens

Unité du Pelvo d'Elva

Unités Ligures

Calcschistes

Calcaires marmoréens

Ophicalcites

Ophiolites

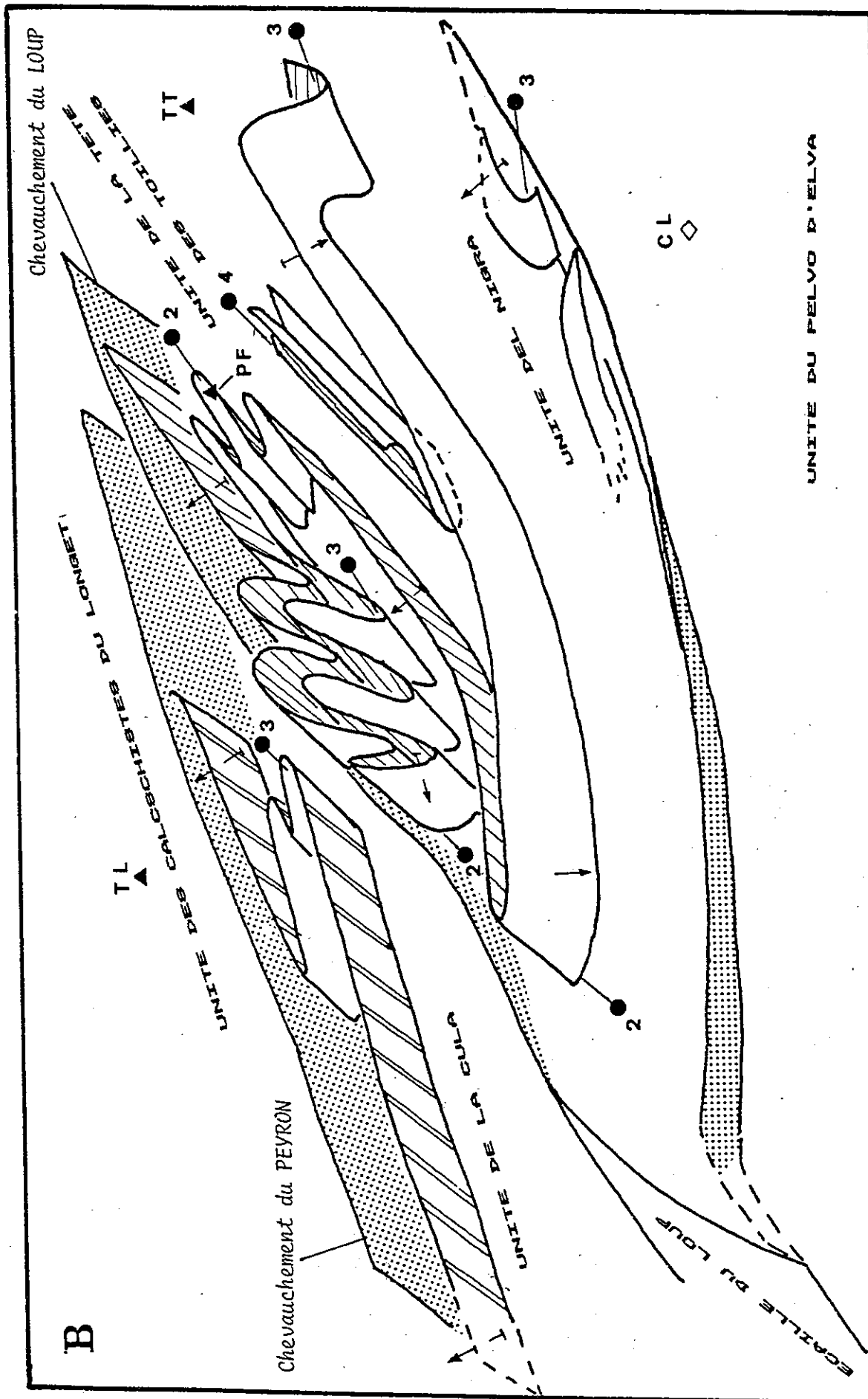


Figure V-40 : Panorama (A) et interprétation structurale (B) des massifs situés au Nord du Vallon du Longet (Tête du Longet, Pic de la Farneiréta, Petite Tête Noire Tête des Toillies)
A : localisation de la Figure V-41.

4.2.7 - Unité del Nigra

Cette Unité se développe entre l'Unité du Pelvo d'Elva et l'Unité de la Tête des Toillies, avec laquelle la nature des relations structurales reste imprécise (enchaînement des deux Unités? contact tectonique ancien?)

Elle est localement pincée entre l'Unité du Pelvo d'Elva et l'écaïlle du Loup qui la chevauche par le chevauchement du Loup (rétrochevauchement tardif, de phase 4).

Le contact avec l'Unité ultrabriançonnaise tronque des bandes isoclinales à cœur ophiolitique (plis P2 vraisemblables). Sur ce contact, les séries montrent des plis P3 déversés vers le Sud, apparemment associés à un chevauchement vers le Sud, et réorientés par les rétrocharriages (phase 4) (fig.V-41).

Un chevauchement de cette Unité vers le Sud (associé au plissement 3, à vergence sud) est donc vraisemblable.

Par sa position structurale (au contact de l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva), et par sa série, elle rappelle l'Unité de Rubren de laquelle elle n'est d'ailleurs séparée que par l'écaïlle ultrabriançonnaise du Loup.

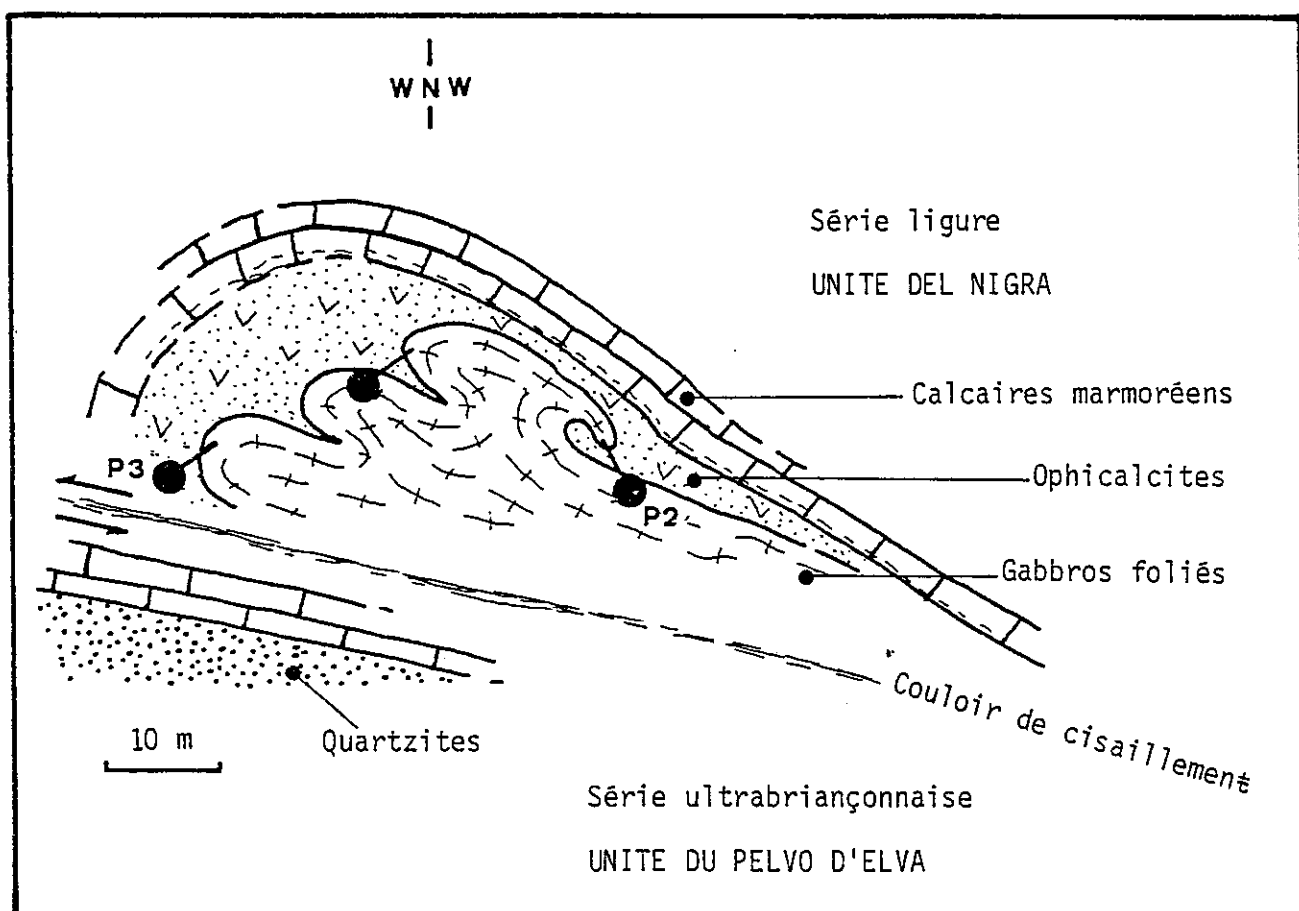


Figure V-41: Plis P3 dans des gabbros, "associés" au charriage vers le Sud de l'Unité del Nigra sur l'Unité du Pelvo d'Elva (A, fig.V-40)

4.3 - Les contacts tectoniques

Ce paragraphe a pour objet de répertorier les contacts majeurs mis en évidence, et de préciser, dans la mesure du possible, la phase de déformation pendant laquelle ils se sont mis en place.

Contacts les plus récents, associés à la phase 4 à vergence est

Ce sont ceux qui sont le plus facilement mis en évidence car ils recoupent les structures antérieures; ce sont, en effet, les seuls qui sont liés à des troncatures de plis. Ils montrent une vergence vers l'Est. Ce sont:

- le front du rétrochevauchement briançonnais qui fait chevaucher les Unités briançonnaises sur l'Unité de Chabrière (figs.V-25, V-37)
- le chevauchement qui est supposé passer dans le vallon de Chabrière, séparant le massif occidental du reste de la structure (fig.V-37)
- le chevauchement du Peyron qui fait chevaucher l'Unité du Peyron et l'Unité des Calcschistes du Longet sur les Unités orientales (Unité de la Cula et Unité de Cornasclé) (figs.V-29 et V-40).
- le chevauchement du Loup qui va du Pas de Farneiréta (Ouest du Pic de la Farneiréta), au col de Rubren (Sud du Bric de Rubren). Il fait chevaucher l'Unité de la Cula, l'écaille du Loup (Unité du Pelvo d'Elva) et l'Unité de Rubren pro parte sur l'Unité de la Tête des Toillies, l'Unité del Nigra, l'Unité du Pelvo d'Elva et la digitation de Salsa (Unité de Rubren) (figs.V-29 et V-31B).

Contacts supposés associés à la phase 3

Le contact entre l'Unité del Nigra et l'Unité du Pelvo d'Elva semble avoir joué au cours de la phase 3 (voir par. 4.2.7), comme un charriage vers le Sud.

Certains autres contacts pourraient avoir joué en chevauchement à vergence sud, au cours de cette phase. C'est le cas du contact entre l'Unité de la Cula et l'Unité de Cornasclé (voir par. 5).

Contacts antérieurs (2, 1)

Le contact entre l'Unité de Rubren, et l'Unité du Pelvo d'Elva semble avoir été plissé par les plis P3 à vergence sud. La superposition tectonique des deux Unités serait donc antérieure. De toutes façons, l'analyse des petites structures a montré que la couverture sédimentaire de l'Unité ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva avait subi la phase tectonique 2, au même titre que les Unités ligures qui sont à son contact. Ceci suppose que ce contact était antérieur à la phase de déformation 2. Il serait donc de phase 1 ou d'une phase antérieure n'ayant pas laissé d'empreintes microstructurales (?).

De nombreux autres charriages et chevauchements ont dû se produire entre les Unités définies ou même au sein de certaines de ces Unités, notamment pendant la phase de déformation 2, qui montre des plis couchés. Les difficultés pour les mettre en évidence (contacts tectoniques au sein des calcschistes, contacts tectoniques masqués par les alluvions, contacts tectoniques anciens repris par des contacts plus récents, notamment les "rétrocharriages de phase 4") ne nous permettent pas de les décrire.

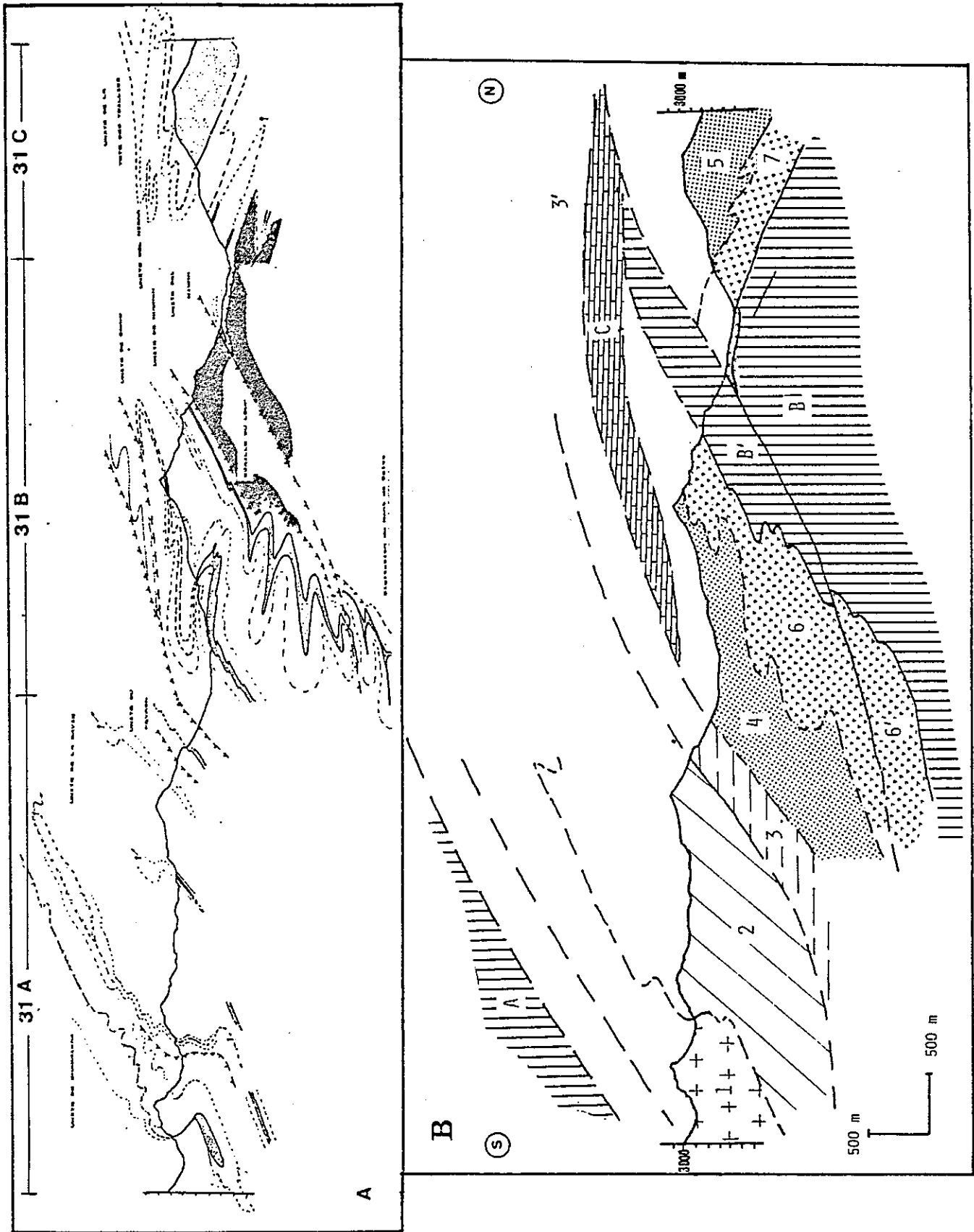


Figure V-42 : Interprétation structurale de la coupe N-S des Unités de Haute Ubaye.
 A : Coupes interprétatives (figs.V-30A, B, C); B : Coupe structurale (légende: voir figure V-36)

5 - Quatre phases tectoniques: récapitulation et comparaison avec les chronologies régionales des auteurs

L'analyse des petites structures a permis de mettre en évidence quatre phases de déformations superposées (par. 1.5). L'analyse de quelques sites favorables a permis de corréler les trois familles de grandes structures cartographiques avec les trois types de petites structures qui correspondent aux trois dernières phases de déformation (par. 3)

Nous tenterons, dans ce paragraphe de corréler chacune de ces phases avec les chronologies tectogénétiques alpines récemment établies pour les structures de la région (AYOUB, 1984; TRICART, 1984 -)

De la plus récente à la plus ancienne phase de déformation, les structures mises en place sont les suivantes:

- phase 4 : "rétrodéversements" généralisés vers l'Est

Elle se traduit, en Haute Ubaye, par:

- l'acquisition du pendage général des structures vers l'Ouest (basculement régional des structures antérieures),
 - les grands chevauchements vers l'Est, des Unités occidentales (rétrocharriage des Unités Briançonnaises sur les Unités ligures)
 - les grands rétrochevauchements au sein des Unités ligures, tronquant localement les structures précédentes. Le chevauchement de Chabrière (b, fig.V-42) se poursuit au Nord, sous l'Unité piémontaise du Péouvou (TRICART, 1973); le chevauchement du Peyron (c) (et celui du Loup (d) ?) se poursuivent au Nord sous l'Unité des Calcschistes de Châteaurenard (AYOUB, 1984).
- Notons que ces rétrochevauchements n'affectent que localement le contact occidental entre l'Unité du Pelvo d'Elva (terminaison septentrionale de la demi-fenêtre ultrabriançonnaise d'Acceglio -Longet)
- les grands plis P4 hectométrique à kilométriques, à axe subméridiens, déversés vers l'Est et affectant surtout les masses ophiolitiques à l'Ouest de la région étudiée.
 - la déformation globalement cisailante qui se manifeste aussi par un étirement E-W responsable de la dispersion planaire des axes de plis P4 mineurs et les rotations des objets structuraux linéaires antérieurs (charnières P2, P3, linéation P2).
 - le passage fréquent à un cisaillement vrai matérialisé par des surfaces striées E-W.

Cette phase est équivalente à la phase 4 décrite par AYOUB (1984), en Aigue Blanche, immédiatement au Nord de la Haute Ubaye, à la phase 3 pro parte (plis P3) de TRICART (1974), en Haut Cristillan et de CARON (1977) dans les Alpes Cottiennes.

Ses caractères l'apparentent à la tectogenèse G d'ampleur régionale, de TRICART (1984) qui la rapporte au Néogène.

- La chronologie de TRICART (1984) est résumée et corrélée avec les chronologies antérieures (TRICART, 1980; CARON, 1977; CARON & al., 1972), sur la figure I-6.

- phase 3 : plissements synschisteux et charriages à vergence sud

Cette phase se traduit par :

- des plis omniprésents à toutes les échelles (plurihectométriques à décimétriques), à charnière arrondie, fermés à isoclinaux, dissymétriques et déversés ou couchés vers le Sud. Leur plongement axial, un peu dispersé, est en moyenne de 40° vers le SSW
- une schistosité S3 de crénulation (strain-slip-cleavage), bien visible dans les niveaux phylliteux, et une linéation L3 d'intersection et de microplis.
- des chevauchements probables, à vergence sud: chevauchement de l'Unité de la Cula sur les Unité de Cornascle et de Rubren et chevauchement de l'Unité del Nigra sur l'Unité du Pelvo d'Elva (voir fig.V-43B).

Cette phase de déformation, qui est l'équivalent de la phase 4 d'AYOUB (1984), serait à rapporter à la tectogenèse F de TRICART (1984) qui serait Oligocène. Elle correspondrait aussi aux plis EW de phase 3 de CARON (1977).

- phase 2 : plissement isoclinal synschisteux à vergence nord

Elle se manifeste par :

- des plis P2 plurikilométriques isoclinaux, à coeur ophiolitique (série redoublée), dont les charnières sont rarement visible mais dont on suppose que ce sont des charnières synformes, plus au Sud, comme dans le cas de l'Unité de Chabrière (fig.V-37). Selon cette hypothèse, toutes les Unités allongées selon une direction subméridienne, observées dans la région correspondraient à des plis isoclinaux synformes à vergence Nord, pincés et fermés vers le Sud, affectant des séries initialement renversées (fig.V-43B).
- une foliation S2 à amphiboles bleues et phengites (foliation principale), et une forte linéation L2 composite, parallèle à l'axe des plis P2, qui représente la linéation régionale et qui plonge actuellement en moyenne, de 40 à 50° vers le SW.
- des charriages vers le Nord probables compte tenu du style général (plis initialement couchés).
- le "mégaboudinage" des reliques de la lithosphère de l'océan ligure, par les étirements liés à cette phase de déformation, qui conduit à l'isolement de masses ophiolitiques hectométriques à plurikilométriques, au sein des métasédiments qui constituent leur couverture adhérente (voir chapitre VI; TRICART & al., 1986a et b)

Cette phase de déformation, qui commande largement l'architecture de la région et qui se manifeste aussi par les chevauchements de la zone Briançonnaise, correspond à la phase 2 d'AYOUB (1984) et est à rapporter à la tectogenèse D de TRICART (1984), d'âge Eocène (LIEWIG & al., 1981).

- phase 1 : Structuration foliaire primitive

Aucun plissement associé à cette phase n'a été mis en évidence en Haute Ubaye où elle n'est perçue que par une foliation S1 à minéraux HP-BT.

Dans le cadre de la région étudiée, les bandes cartographiques de marbres à coeur ophiolitique sont interprétables comme des plis P2. Par contre, au Nord, en Haut Queyras, on s'aperçoit qu'une partie pourrait être tout aussi bien des plis P1 (P. TRICART, comm. orale).

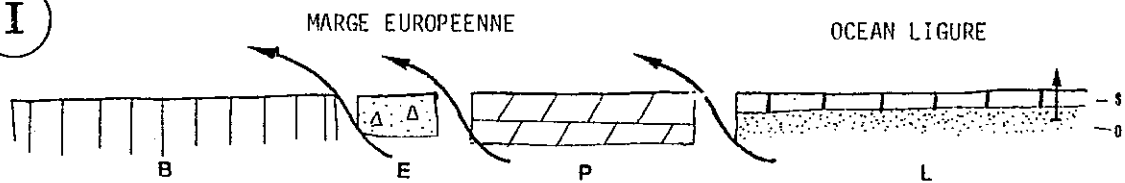
Ainsi, certains des grands plis isoclinaux à coeur ophiolitique qui traversent la Haute Ubaye, du Nord au Sud, mais dont on n'a pu observer les charnières (Unités du Peyron ou de Cornasclé, par exemple), pourraient correspondre à des plis P1.

Cette phase de déformation est comparable à ce qu'AYOUB (1984) a nommé phase 1. On pourrait l'attribuer à la tectogenèse B de TRICART (1984), d'âge Crétacé terminal (?).

- Incorporation des nappes ligures à la marge européenne

Comme les Unités ligures, l'Unité Ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva a subi le métamorphisme HP-BT et le plissement intrafoliaire de la phase 2 (D de TRICART, voir aussi HOUFFLAIN & al., 1986). Le contact des deux zones est donc antérieur à la phase 2. Il correspondrait donc à une tectogenèse antérieure (A? ou B? de TRICART) qui verrait les séries ligures se mettre en place sur les Unités ultrabriançonnaises, en position renversée ("obduction" de CARON, 1977) (phase 1 ?).

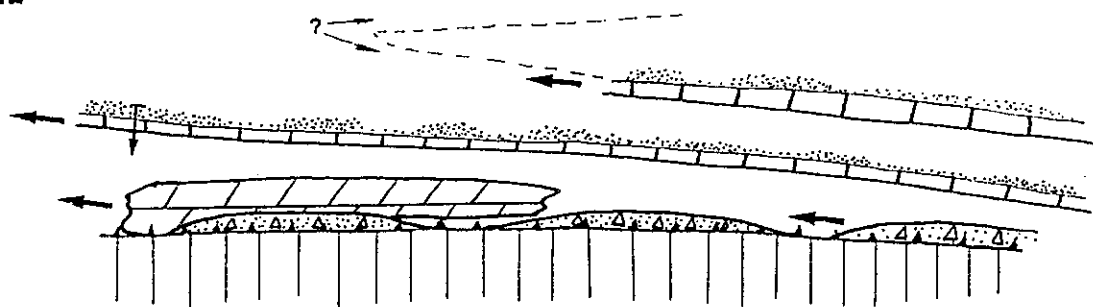
I



II

W

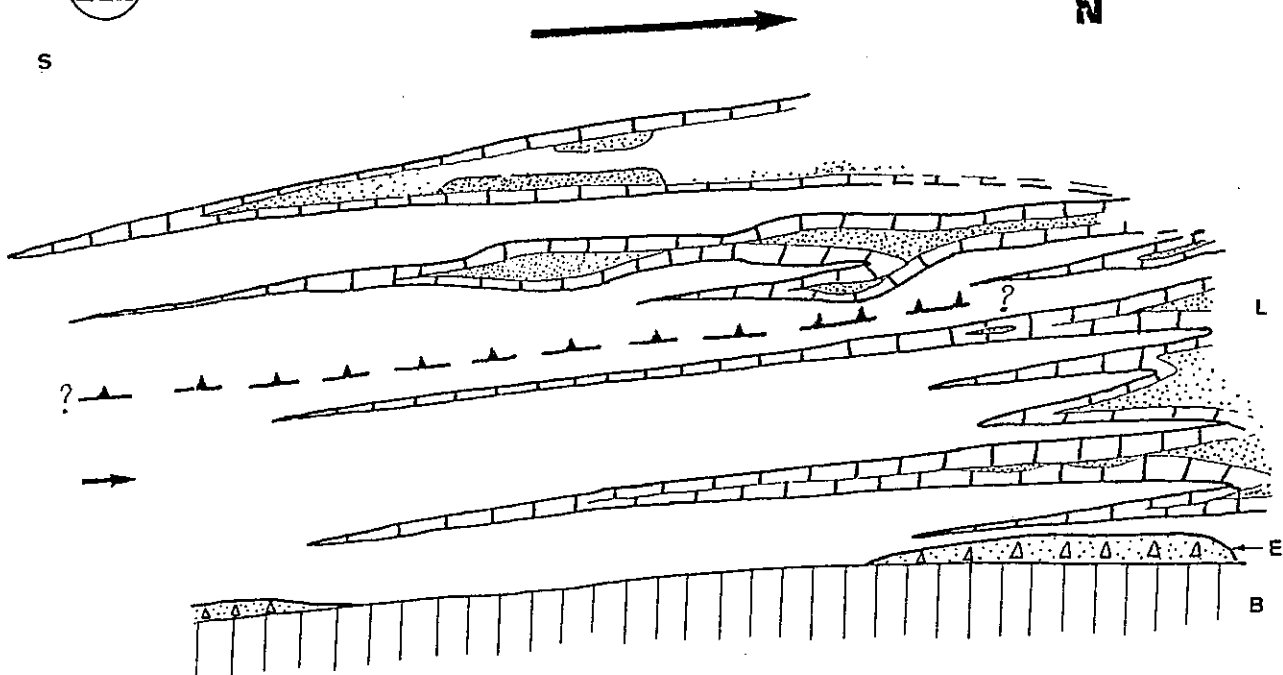
E



III

S

N



6 - Tentative de reconstitution tectogénétique

Les figures V-43 A et V-43B, donnent une image très schématique de ce qu'a pu être la tectogenèse alpine des Unités de Haute Ubaye, après le Crétacé supérieur. Cette reconstitution s'appuie essentiellement sur les données locales.

Figure V-43A : Tentative de reconstitution tectogénétique
(1^{ère} partie)

(I) Disposition des différents domaines au Crétacé, d'après les reconstitutions palinspastiques classiques (LEMOINE, 1984, LEMOINE & al., 1986c; voir fig.I-2). Pour la discussion sur la position des "écaillles intermédiaires", voir le chapitre IV (fig.IV-25)

B: Domaine Briançonnais (dont Ultrabriançonnais); E: Ecaillles intermédiaires; P: Domaine Piémontais;

L: Domaine ligure; s: sédiments jurassiques; o: croûte océanique ophiolitique

(II) Episode de "charriage des Unités ligures" (incorporation des unités océaniques à la marge européenne: "obduction" ?), des Unités piémontaises et des écaillles intermédiaires (Unité de la Cula) sur les unités Briançonnaises.

Cet épisode pourrait être lié aux tectogenèses A et/ou B de TRICART (1984), c'est à dire, l'"obduction" puis l'épisode "éolpin" des auteurs qui sont supposés d'âge Crétacé terminal. Il correspondrait à notre phase 1.

Le renversement des séries ligures de Haute Ubaye se ferait pendant cet épisode (flanc inverse d'une mégastructure PO-1? ou "obduction" en position renversée de toutes les unités)

La vergence de ces charriages majeurs n'est pas connue, mais on peut supposer qu'ils se sont fait grossièrement, d'Est en Ouest (?). Selon TRICART (1984), il correspond à un relais de mégacisaillements intracontinental qui migre vers l'Ouest; les Unités les plus extenes (Ecaillles Intermédiaires et Piémontais) ne subissant les charriages qu'après les Unités ligures.

(III) Plissement intrafoliaire et isoclinal syschisteux, à vergence nord de l'ensemble des unités

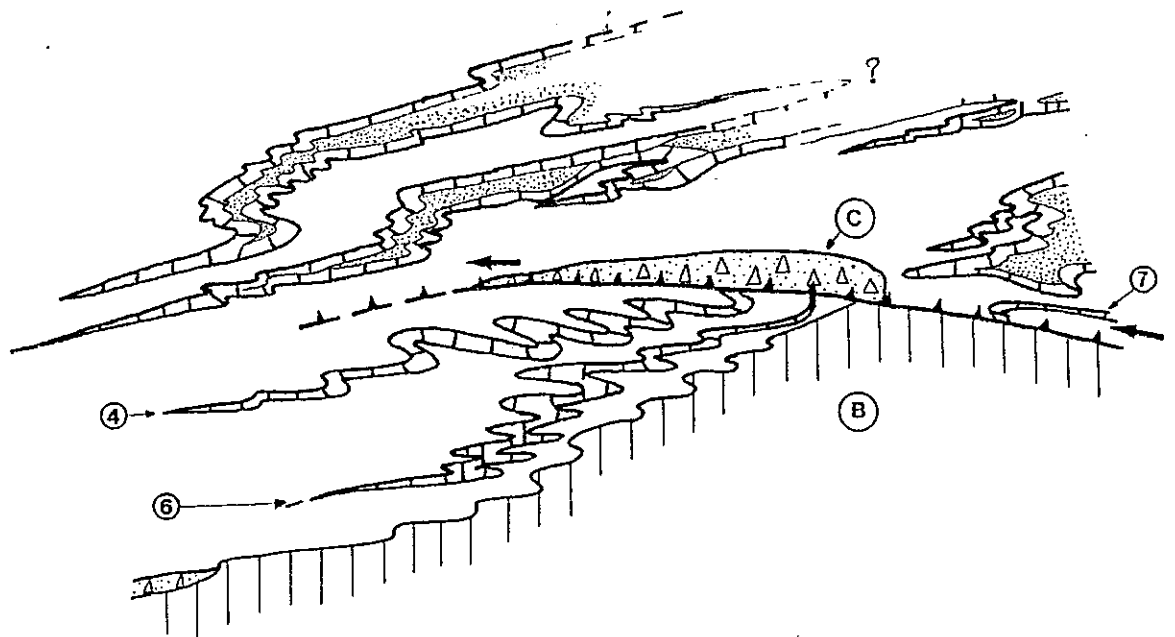
Il se produit à la fois dans les Unités ligures et dans les Unités Ultrabriançonnaises. En Haute Ubaye, il correspond à l'apparition des grandes bandes parallèles à coeur ophiolitique, qui traversent le secteur du Nord, au Sud: c'est l'individualisation de nos Unités. Le boudinage kilométrique des reliques de la lithosphère océanique dans les Unités ligures pourrait se produire pendant cet épisode.

Cet épisode est équivalent de la phase de déformation 2, qui se manifeste dans toutes les unités, par l'apparition de la schistosité et de la linéation principales.

IV

S

N



V

S

E

N

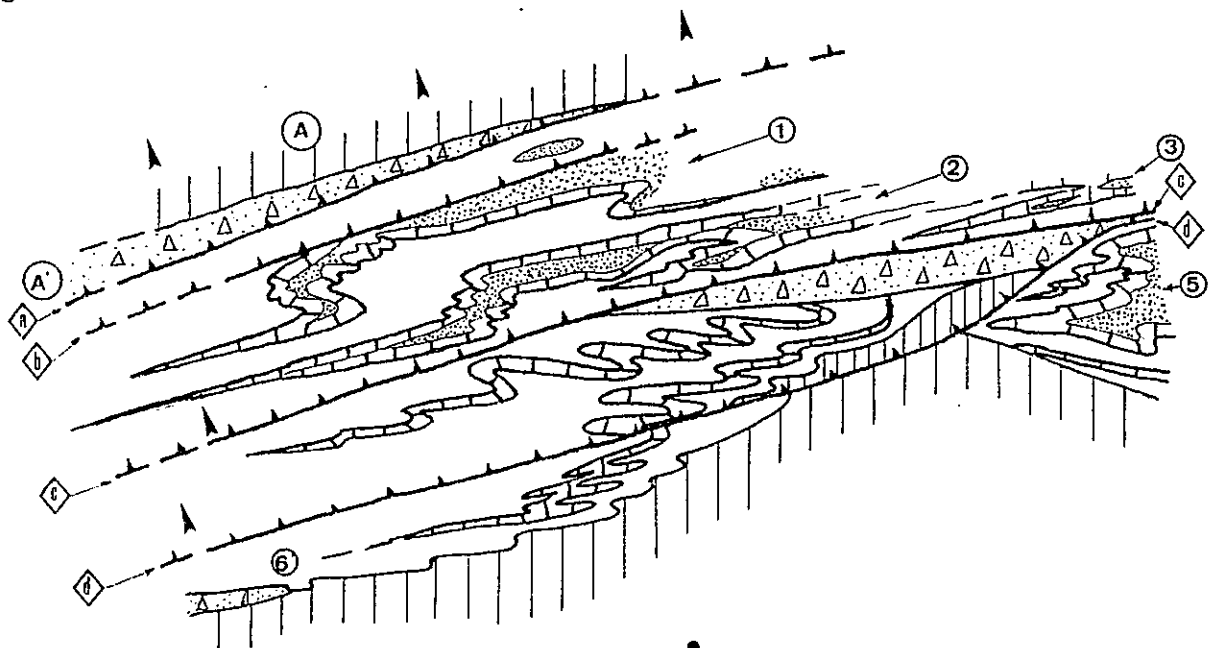


Figure V-43B : Tentative de reconstitution tectogénétique
 (2^{ème} partie)

(IV): Plissements synschisteux et charriages à vergence sud

Ces plis déversés vers le Sud remplissent toutes les structures précédentes. Ils affectent aussi bien les Unités ligures que les Unités Ultrabriançonnaises, que le contact entre ces Unités.

Ils pourraient être contemporains de charriages vers le Sud: charriage de l'Unité de la Cula (C) sur les Unités de Cornascle (4) et de Rubren (6), et charriage de l'Unité del Nigra (7) sur l'Unité Ultrabriançonnaise du Pelvo d'Elva (B).

Cet épisode est équivalent à notre phase de déformation 3

(V): Chevauchements et plissements à vergence est, et acquisition du pendage général vers l'Ouest

Les Unités occidentales chevauchent, vers l'Est, les Unités les plus orientales: ce sont les "rétrocharriages".

Les chevauchements principaux sont:

- (a) le chevauchement oriental du Briançonnais (A) ((A')): Unité de l'Alpet)
- (b) le chevauchement du Vallon de Chabrière, au sein de l'Unité de Chabrière (1)
- (c) le chevauchement du Peyron, qui fait chevaucher l'Unité du Peyron (3) et des Calcschistes du Longet (3'), sur les unités orientales (Cula (C), Cornascle (5))
- (d) le chevauchement du Loup, qui fait chevaucher les Unités de la Cula (C) et de Rubren (6) et l'écaille du Loup (B'), sur les Unités de la Tête des Toillies (5), del Nigra (7), du Pelvo d'Elva (B) et sur la digitation de Malacoste (6')

Des plis à axe horizontal subméridien déversés vers l'Est sont associés à cet épisode tectonique. On peut les observer dans les Unités de Chabrière (1) et de la Gavie (2).

Nous attribuons cet épisode à notre phase de déformation 4

Cette figure est un schéma de la coupe N-S (fig.V-42)

CHAPITRE VI

Conclusion générale Evolution océanique et alpine des Schistes lustrés de Haute Ubaye.

- 1 - Principales données analytiques: récapitulation
- 2 - Evolution sédimentaire et structurale, esquisse paléogéographique et cadre géodynamique d'une portion du domaine téthysien ligure et d'une portion de sa marge européenne, au Jurassique et au Crétacé.
- 3 - Evolution des Unités de Haute Ubaye, après le Crétacé supérieur
- 4 - La structuration alpine est largement commandée par l'héritage téthysien

1 - Principales données analytiques: récapitulation

L'ensemble des lithofaciés décrits en Haute Ubaye a été regroupé en deux types de série:

- les séries ligures, dont la série de Chabrière est la plus connue, constituées d'un soubassement basique et ultrabasique (socle océanique), et de sa couverture d'âge Jurassique sup. (Oxfordien-Kimméridgien) à Crétacé moyen-supérieur (Chapitres II et III).

- la série de la Cula, à détritisme "mixte" (origine continentale et "océanique"), qui est interprétée comme une série d'âge Jurassique moyen à Crétacé (?) et qui appartient à la zone des "Ecaillés Intermédiaires" situées entre la zone piémontaise et la zone briançonnaise (Chapitre IV).

Paléogéographiquement, ces séries correspondent (1) au bassin ligure de l'océan téthysien (séries ligures) et (2) à un domaine particulier de sa marge européenne, situé entre les domaines briançonnais interne et piémontais externe (série de la Cula).

Les neuf unités structurales définies en Haute Ubaye se disposent en bandes N-S grossièrement parallèles, localisées entre le "rétrochevauchement" oriental du Briançonnais, à l'Ouest et la Bande d'Acceglio-Longet (ultrabriançonnais), à l'Est.

Elles ont été structurées, après charriage des Unités océaniques sur la marge européenne, par quatre phases tectoniques synschisteuses (Chapitre V).

Les Unités de Haute Ubaye sont donc les témoins de l'évolution géodynamique du paléo-océan téthysien et sa marge européenne, depuis le Jurassique moyen.

Les interprétations déjà développées dans ce mémoire (par. II-7; III-5; IV-3.4 et V-6), vont nous permettre de préciser le schéma maintenant classique de l'évolution océanique puis alpine de la Téthys ligure (LEMOINE & al., 1986b, LEMOINE, 1984; TRICART, 1984).

2 - Evolution sédimentaire et structurale, esquisse paléogéographique et cadre géodynamique d'une portion du domaine téthysien ligure et d'une portion de sa marge européenne, au Jurassique et au Crétacé.

Le rifting qui débute au Trias et qui se développe tout au long du Lias et du Jurassique inf., est la conséquence de la distension que subit la croûte continentale de la Pangée (LEMOINE, 1984). Cette distension, qui s'accompagne d'un amincissement de la croûte continentale, conduit à une montée du manteau supérieur dans les parties orientales de la croûte continentale de la future "marge européenne".

2.1 - La distension jurassique conduit à la montée des péridotites du manteau supérieur et à l'épanchement de matériaux basiques, à la faveur de déchirures de la croûte continentale. (I et II, fig.VI-1)

Selon l'hypothèse classique (BOILLOT & al., 1986), des péridotites et les gabbros associés, montent dans la zone centrale du rift téthysien, au Jurassique moyen-supérieur (c'est le début de l'ouverture du segment ligure de l'océan téthysien; par.2.1.2), mais les observations nouvelles présentées ici permettant de penser qu'une autre déchirure de la croûte continentale s'est produite, à la même époque, au sein même de la croûte continentale "européenne".

2.1.1 - "Déchirure" des Ecailles Intermédiaires: montée de matériaux basiques et ultrabasiques au sein de la "marge européenne". La série à détritisme mixte de la Cula (voir aussi le par.IV-3.4).

L'Unité de la Cula est l'une des "Ecailles Intermédiaires" des auteurs (fig.I-2), qui forment actuellement un chapelet de petites Unités coincées entre les Unités briançonnaises et les Unités piémontaises et/ou ligures (cicatrice tectonique de la zone d'Acceglio: TRICART, 1980; voir aussi, par.IV-3.4). Elle aurait donc une origine paléogéographique intermédiaire entre le domaine briançonnais interne et le domaine piémontais externe.

La série stratigraphique de cette "Ecaille Intermédiaire", riche en mégabèches polygéniques (détritisme proximal: olistolites de dolomies, de quartzites et de micaschistes, micaschistes reconstitués,...) se serait déposée au pied de l'escarpement oriental du Briançonnais (LEMOINE, 1967). La nature des éléments qui composent la Formation bréchique du Longet correspond, en effet, à la nature des lithologies érodées avant le Jurassique supérieur, dans le domaine ultrabriançonnais (Acceglio).

Outre la Formation bréchique du Longet, la série de la Cula montre des éléments détritiques de nature basique et ultrabasique (prasinites, chlorito-calcschistes et ophicalcites). Selon notre interprétation (par.IV-3.4), ces matériaux seraient montés entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais, au Jurassique moyen-supérieur (?), alimentant un détritisme "mixte". Cette montée pourrait s'être faite le long d'une faille transformante découpant la marge européenne (selon un schéma comparable à celui de DUMONT & al., 1984b), ou plutôt selon l'accident distensif majeur que représente la limite entre le bloc briançonnais et le bloc piémontais, au cours du Jurassique (schéma comparable à celui de LEMOINE et al., 1986a: "croûte océanique de pied de marge") (fig.VI-1).

Contrairement à celle qui a conduit à l'apparition de la croûte océanique de la Téthys ligure (ophiolites ligures, paragraphe suivant), cette "déchirure" de la croûte de la marge européenne semble avoir avorté rapidement, si l'on considère la très faible quantité de matériaux basiques et ultrabasiques de l'Unité de la Cula et l'absence de "cicatrice ophiolitique" entre les zones briançonnaises et piémontaises.

Des hypothèses similaires ont été évoquées pour expliquer l'origine des "ophiolitoïdes" du domaine valaisan, situé paléogéographiquement entre les domaines dauphinois et briançonnais, dans les Alpes occidentales septentrionales (LEMOINE, 1984; KELTS, 1981).

Figure VI-1 : Les séries de Haute Ubaye: évolution sédimentaire et structurale d'une portion du domaine téthysien, au Jurassique et au Crétacé inférieur

SERIES DE HAUTE-UBAYE

L: série ligure: A: péridotites serpentinisées; B: gabbros, microgabbros (Bf: gabbros folliés); C: brèches basiques; D: ophicalcites (OC1: brèche tectonique; OC2: brèche sédimentaire) ou brèches polygéniques à dominante serpentineuse; E: basaltes (massifs ou en coussins); F: brèches d'éclatements des coussins; G: Jaspes radiolitiques; H: calcaires marmoréens clairs; I: brèche basique et ultrabasique chaotique; J: J1: calcschistes (Formation des Toillies); J2: schistes noirs (de la série de Rubren); J3: Formation de la Replatte; K: K1: calcschistes Formation de Malacoste (pro parte); K2: Formation de la Roche Noire; L: Formation de Malacoste (pro parte).

C: série de la Cula: a: ophicalcites (type OC2); b: Formation bréchique du Longet (brèche chaotique à éléments dolomitiques, quartziteux, micaschistes, calcschistes); c: calcaire marmoréen clair plus ou moins zôné; d: chlorito-calcschistes à prasinites; e: calcschistes gréseux roux.

↙ détritisme basique et/ou ultrabasique (océanique)

↘ détritisme continental

EVOLUTION TETHYSIENNE

(I) et (II): Fin du rifting (I) et ouverture de deux segments à "croûte océanique" (II).

manteau serpentineux et gabbroïque (☉) (● : magmatisme 1)

AA: marge Apulo-adriatique

P: domaine piémontais

UB: domaine ultrabriançonnais

B: domaine briançonnais

marge européenne

D: domaine dauphinois

C: position de la série de la Cula ————— L: position des séries ligures

(II') à (V): Evolution schématique d'une portion du domaine téthysien ligure à croûte océanique, du Jurassique sup. au Crétacé inf.

A, B, C, D, E, F, G, H, I, J1, J2, J3: voir légende séries ligures

↙ détritisme basique et ultra-basique (ophiolitique)

↘ détritisme continental (Gr: granitoïdes)

⌋ sédimentation pélagique autochtone Ar: argilite; Ca: carbonate;

⌋ sédimentation allochtone Qz: quartz; Ra: radiolarites

• émergence hydrothermale (h: hydrothermalisme)

Ab: intrusion d'albitite

Exemples en Haute-Ubaye:

① massif de la Tête des Toillies

② massif occidental de Chabrière

③ massif de Pic du Pelvat (série de Chabrière)

④ massif de Rubren

2.1.2 - "Déchirure ligure": apparition, dès le Jurassique moyen-supérieur, des premières roches de la croûte océanique: gabbros et serpentinites de la Téthys ligure. (II', fig.VI-1)

L'analyse des successions "infra-radiolaritiques" des petits massifs ophiolitiques de Haute Ubaye nous ont conduit à définir les caractères du plancher océanique ligure (Chapitre III; fig. VI-1):

- il est constitué par des roches "ophiolitiques" de nature très variée: péridotites serpentinisées, gabbros, dolérites, basaltes, albitites.

- la base de la "pile ophiolitique" montre la juxtaposition de masses ophiolitiques de nature variable. Des "blocs" hectométriques de gabbros sont au contact de masses de péridotites. Localement, les gabbros ou les albitites ont conservé leur position originelle, en intrusions, dans les massifs de péridotites. Ailleurs, nous avons mis en évidence le caractère tectonique des contacts entre différents "blocs" ophiolitiques (par.III-4.1): des failles à rejeux multiples, localement injectées de serpentinites, ont dû fonctionner au sein de la croûte océanique, délimitant des blocs de taille variable.

- des brèches sont visibles dans tous les massifs ophiolitiques, à différents niveaux. Les plus importantes en volume correspondent à des brèches polygéniques à matériel essentiellement ophicalcitique: elle ont été attribuées à l'"épisode ophicalcitique". Elles reflètent l'importance des phénomènes tectoniques postérieurs à la mise à l'affleurement des premiers matériaux "océaniques" du segment ligure de la Téthys.

- localement, des basaltes en coussins, se superposent à cet ensemble tectonisé et bréchifié. Leurs dykes d'alimentation recoupent d'ailleurs les brèches.

Selon les hypothèses les plus récentes, lors de sa montée sous la croûte continentale en cours d'amincissement (rifting), le manteau supérieur subirait une fusion partielle (LEMOINE & al., 1986). Cette fusion aboutirait à la mise en place de gabbros, dans les péridotites du manteau supérieur. C'est le premier épisode magmatique. (LEMOINE & al., 1986a; Saby 1986).

Au Jurassique moyen-supérieur (Dogger sup.-Malm?), la croûte continentale de la Pangée se déchire selon des modalités encore discutées (par. suivant; LEMOINE & al., 1986a): les premiers éléments de la croûte de l'océan ligure apparaissent. Cependant, se produit une importante tectonisation (paragraphe suivant) de ce "socle océanique anormal", de type "pied de marge" (BOILLLOT & al., 1984). La présence locale, dans les brèches intraophiolitiques, de matériaux d'origine continentale (Saby & al., à paraître) confirme cette proximité de la marge.

2.2 - Avant le dépôt des premiers sédiments pélagiques, la croûte téthysienne ligure subit une importante tectonique intraocéanique

La croûte "océanique" mise à l'affleurement par la divergence des marges continentales va être découpée en une mosaïque de blocs hectométriques à kilométriques (voire probablement plus grands).

Les failles, partiellement injectées de serpentinites qui délimitent ces blocs basiques et ultrabasiques (fig.III-11), ont des jeux multiples et saccadés.

Ces phénomènes tectoniques sont à l'origine de la fracturation superficielle des massifs de péridotites serpentinisées (ophicalcites de type OC1) et d l'accumulation localement importante de matériel détritique ophiolitique. C'est l'"épisode ophicalcitique" qui voit se déposer:

- ° des brèches basiques et ultrabasiques

- ° de fréquents niveaux d'ophicalcites (sédimentaires: type OC2), qui montrent l'importance des montées de serpentinites (diapirisme intraocéanique ?), tout au long de cet épisode (par.II-3.4). Les carbonates qui forment le ciment des ophicalcites seraient en partie d'origine hydrothermale (LEMOINE & al., 1982) et en partie d'origine pélagique (premiers sédiments pélagiques ? : BERNOULLI & WEISSERT, 1985).

Cet épisode tectonosédimentaire important à été mis en évidence dans de nombreux massifs de Alpes occidentales (CABY & al., 1987; TRICART & LEMOINE, 1983; LEMOINE, 1980; LAGABRIELLE & al., 1984; etc.), dans l'Apennin (BARRET, 1982b; etc.) et en Corse (AMAUDRIC DU CHAFFAUT & al., 1972).

Il est suivi par les épanchements locaux de basaltes en coussins (deuxième épisode magmatique), qui alimentent alors un détritisme monogénique particulier: ce sont les brèches d'éclatement (VUAGNAT, 1967; LAGABRIELLE & al., 1984).

Dès lors, on peut remarquer que la série ophiolitique n'est jamais complète. Le terme du "complexe filonien" est absent, et les basaltes ne représentent jamais une épaisseur importante, comme dans les massifs du Moyen Orient (Troodos, Oman,...): c'est une observation générale dans les massifs ophiolitiques des unités ligures de Alpes occidentales (ROCCI & OHNENSTETTER, 1982; LEMOINE & al., 1986a).

Les auteurs ont été amenés à émettre plusieurs hypothèses pour expliquer la nature à dominante ultramafique des ophiolites ligures:

- la croûte océanique serait en grande partie, issue de zones transformantes (BERNOULLI & WEISSERT, 1985; LEMOINE, 1984; AUZENDE & al., 1983; etc.);
- la croûte observée actuellement ne correspondrait qu'à la partie marginale de l'océan ligure (croûte de pied de marge: LEMOINE & al., 1986a), ou à des parties de croûte océanique anormales ("obduction sélective": AUZENDE & al., 1983);
- la croûte serait issue d'une dénudation très large du "manteau supérieur" et ne serait donc pas une véritable croûte océanique (LEMOINE & al., 1986a).

Quel que soit son mécanisme de mise en place, c'est sur une croûte océanique anormale et à surface accidentée que se sont déposés les premiers sédiments pélagiques des séries supraophiolitiques.

2.3 - Des séries sédimentaires supraophiolitiques contrastées, dans un domaine ligure "unique": les effets conjugués d'une sédimentation pélagique normale et de la tectonique intraocéanique synsédimentaire

Bien que montrant des successions lithostratigraphiques très diverses (Chapitre II), toutes les séries ligures décrites dans ce mémoire montrent une analogie avec la série type de Chabrière.

Seuls, les calcaires du Jurassique supérieur qui surmontent directement les massifs basiques et ultrabasiques, ont un faciès constant et une répartition ubiquiste, sur tout le domaine. Ils permettent donc la corrélation entre les coupes et notamment avec celles des régions voisines (fig.VI-2).

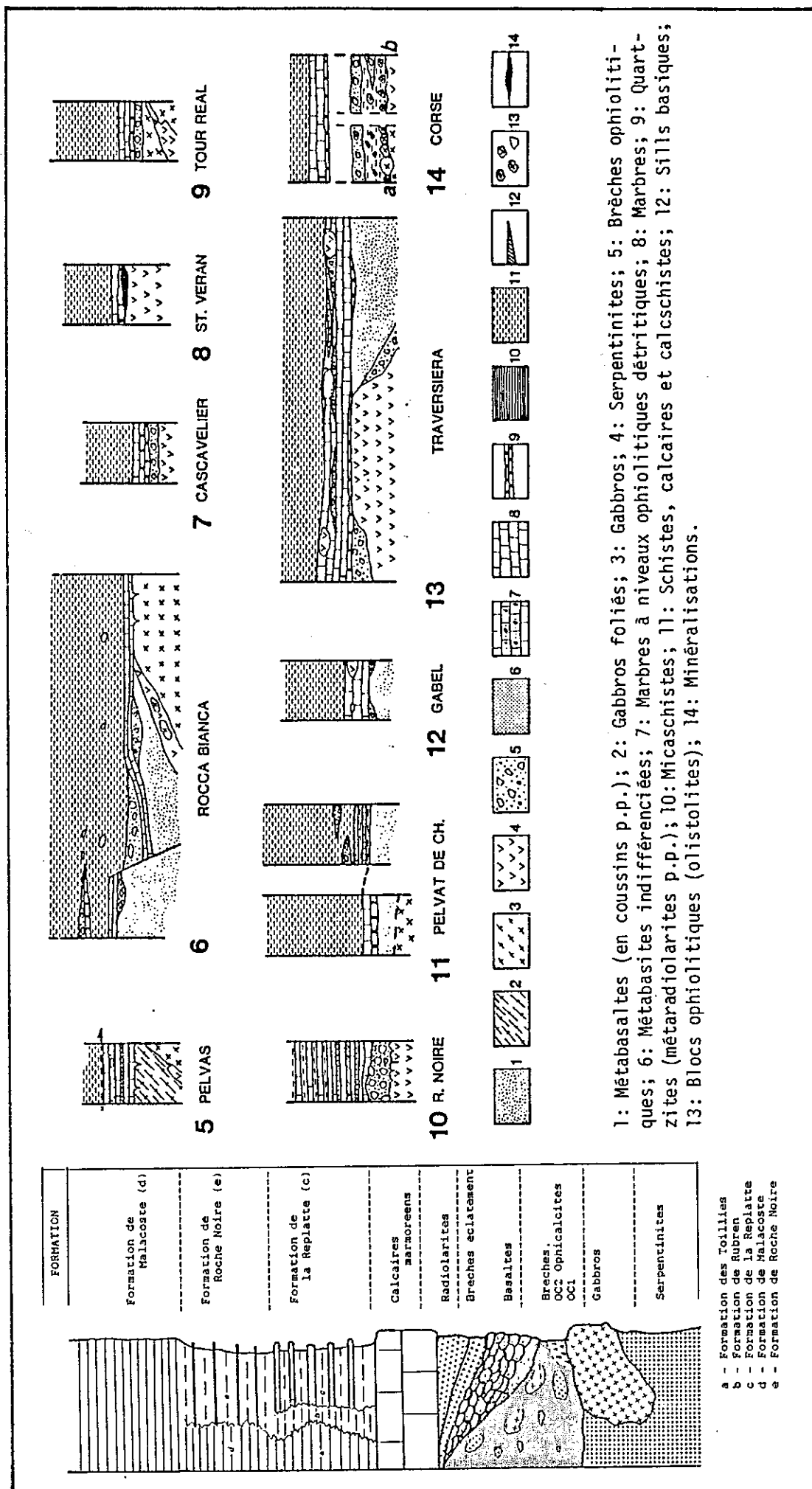


Figure VI-2: Comparaison de la colonne stratigraphique synthétique des séries ligures de Haute Ubaye avec les colonnes synthétiques des séries ligures des régions environnantes (d'après LAGABRIELLE & al., 1984)

2.3.1 - Sédimentation au Jurassique supérieur.

La figure III-12 résume les données apportées par l'étude stratigraphique et sédimentologique des séries ligures de Haute Ubaye.

Exception faite des brèches à matériel ophiolitique et localement continental (granitoïdes: SABA, 1986), les premiers sédiments déposés sur la croûte océanique de la Téthys ligure seraient des carbonates pélagiques (BERNOULLI & WEISSERT, 1985). Ils se déposent au sein de ce qui va constituer la pile ophiolitique, et composent une partie de la matrice des ophicalcites ("épisode ophicalcitique"; par. II-3.4.b). Ces sédiments n'ont pas encore été datés; ils pourraient être Dogger. Ce terme ophicalcitique, très fréquent, sera un niveau de décollement privilégié lors des premières phases de structuration alpine (voir plus loin).

(1) Les premiers sédiments datés que l'on observe sur le socle océanique, sont des radiolarites jusqu'alors attribuées à l'Oxfordien supérieur à Kimméridgien (DE WEVER & CABY, 1981; SHAAF & al., 1985). Les récentes déterminations de radiolarites de DE WEVER & al. (1987) indiquent que les radiolarites, déposées directement sur le soubassement ophiolitique d'un massif des Alpes cottiennes (Traversiéra, voir aussi SHAAF & al., 1985), ont un âge Callovien moyen-supérieur.

On a montré que les radiolarites se sédimentent simultanément à l'épanchement de basaltes en coussins (Pic du Pelvat, par. II-2.1). Dans les Unités ligures de Haute Ubaye, ce terme est lenticulaire et souvent pollué par un détritisme basique. Certaines observations montrent que les jaspes radiolaritiques pourraient s'être accumulés dans des paléopièges: dépressions issues de la structuration précoce du soubassement océanique (voir par. II-6.4). D'ailleurs, dans l'Apennin, BARRET (1982b) a montré les fréquentes resédimentations des radiolarites.

Prenant ces caractères en considération, il est difficile de trancher entre:

(1) un diachronisme des radiolarites (hypothèse de DE WEVER & al., 1987), donc de l'émission des basaltes (ou de l'apparition de la croûte océanique, entre le Calovien moyen et le Kimméridgien)

(2) une sédimentation plus ou moins continue des radiolarites du Callovien (apparition de la "croûte océanique" ligure) au Kimméridgien, suivie d'une resédimentation des divers horizons; les âges apparemment différents selon les massifs provenant de ces remaniements.

(2) Au Malm-Berriasien, se déposent des calcaires clairs supposés pélagiques et allochtones (par comparaison avec les Calcaires à Calpionnelles, des unités ligures de l'Apennin).

Cette sédimentation carbonatée jurassique supérieur est remarquable par son caractère ubiquiste; la majorité des coupes décrites montrent ce terme dont le faciès varie assez peu (pas de détritisme important).

Cette période correspondrait donc à un épisode d'accalmie dans les mouvements tectoniques qu'a subi la lithosphère océanique ligure et/ou à une sédimentation rapide.

La fin de la sédimentation des calcaires clairs marque le début d'une nouvelle période de tectonique océanique, donc un changement majeur dans la géodynamique ligure.

2.3.2 - Sédimentation et tectonique, au Crétacé inférieur

Cette période débute par un important épisode détritique serpentiniteux (LEMOINE & TRICART, 1979; LAGABRIELLE & al., 1984). Dans les Unités de Haute Ubaye, ce détritisme chaotique est assez discret. Par contre le jeu de deux fractures injectées de serpentinites, à jeu probablement distensif (accident de la brèche de l'Autaret et accident du Couloir, fig.III-7), est bien corrélé avec cet épisode.

Durant le Crétacé inférieur, la sédimentation est alternante sur une partie du domaine à croûte océanique: ce sont les alternances calcaires siliceux-argilites de la Formation de la Replatte. L'origine de ces alternances est classiquement attribuée à des venues régulières de carbonates allochtones dans un milieu où la sédimentation autochtone est uniquement argilitique (sous la CCD) (LEMOINE & TRICART, 1986; SAGRI, 1979). Nous émettons l'hypothèse que, comme dans les bassins sédimentaires voisins, à la même époque, cette alternance serait liée à des cycles astronomiques. Selon cette hypothèse (discussion au par.III-2), les sédiments pélagiques constituant ces alternances seraient tous autochtones.

Localement, le milieu de dépôt pourrait être situé sous la CCD et ne pas recevoir de turbidites pélagiques: c'est la série de Rubren.

Le point le plus caractéristique de cette période est lié aux phénomènes tectoniques intraocéaniques:

- des blocs océaniques de taille modeste (hectométriques à kilométriques; peut-être en partie, ceux déjà délimités par les failles "anté-radiolaritiques") sont isolés et mobiles les uns par rapport aux autres (mosaïque de blocs). Une de ces fractures bien préservée dans le massif occidental de Chabrière (par.III-4.1.2) a l'allure d'une faille normale.

- les escarpements de faille ainsi créés, alimentent un détritisme de nature diverse (serpentiniteux, gabbroïque, basaltique, sédimentaire) et de type variable (fin ou chaotique, distal ou proximal, mono ou polygénique). Dans chaque coupe, de nombreux niveaux détritiques s'intercalent dans la série.

- les basculements qui créent des pentes, conduisent à de nombreux remaniements sédimentaires: glissements, slumps, dissociation de formations, resédimentation. Ainsi, la Formation de la Replatte passe latéralement à des calcschistes siliceux (Formation des Toillies).

2.3.3 - Sédimentation postérieure au Crétacé inférieur.

Au Crétacé moyen (?), le domaine Téthysien voit apparaître une sédimentation de "Black shales" (GRACIANSKY & al., 1981). Cette sédimentation correspond, en Haute Ubaye, à celle des schistes noirs et grès de la Formation de Roche Noire, définie plus au Nord (TRICART, 1973).

Nous avons montré (par. II-3.4.e) que la Formation de la Replatte (Crétacé inf.) est surmontée par une Formation de calcschistes plus carbonatée (Formation de Malacoste) qui serait alors un équivalent latéral possible de la Formation de Roche Noire. La Formation de Malacoste pourrait correspondre à une sédimentation autochtone de marnes, au dessus de la CCD.

Ces deux formations pourraient être corrélées avec des formations datées paléontologiquement, récemment, dans le Queyras (LEMOINE & al., 1984). La Formation de Roche Noire correspondrait à la Formation de Malrif (Crétacé moyen), tandis que localement, le sommet de la Formation de Malacoste (?) pourrait être un

équivalent de la Formation d'Abriès (Crétacé supérieur).

De fortes présomptions sont donc en faveur de l'extension, jusqu'au Crétacé supérieur, de certaines séries déposées sur la lithosphère océanique de la Téthys ligure.

Après les derniers dépôts sédimentaires (Formation de Malacoste), les Unités ligures sont incorporées à la marge continentale européenne (obduction ?, voir paragraphe suivant).

Ainsi nous avons démontré que les grandes masses de calcschistes monotones reconnues en Haute Ubaye, ne constituent en aucune façon une ou plusieurs unités tectoniques indépendantes. Au contraire, les calcschistes représentent, soit le sommet de la série ligure (Formation de Malacoste), soit des équivalents latéraux de certains termes de cette série ligure (Formation des Toillies, Formation de Malacoste pro parte).

3 - Evolution des Unités de Haute Ubaye, après le Crétacé supérieur

L'analyse tectonique menée lors de cette étude a permis de distinguer les principaux épisodes de déformation alpine des Unités ligures et briançonnaises internes de Haute Ubaye (figs.V-43A et B).

Ces distinctions sont cohérentes avec le modèle tectogénétique régional de TRICART (1984).

Après l'incorporation des Unités ligures à la marge européenne ("obduction" de CARON, 1977), dont les modalités sont encore floues (TRICART, 1984; voir aussi CABY & al., 1979), cet ensemble de nappes subit une tectonique synschisteuse polyphasée, reflétant la progression vers l'extérieur de la chaîne (zones externes) du front de structuration synschisteux: ce sont les quatre phases de TRICART (1980; fig.I-5).

(I) - La première phase supposée Crétacé terminal ("éoalpine" des auteurs, B de TRICART, 1984) affecte, sous des conditions de métamorphisme HP-BT (Schistes bleus), les grandes Unités ligures et piémontaises au sein de la marge européenne.

(II) - La seconde phase (D de TRICART, 1984; âge Eocène, LIEWIG & al., 1981) correspond, dans les Unités ligures, à un plissement intrafoliaire sous conditions HP-BT (Schistes bleus), et un plissement isoclinal plurikilométrique qui individualise les "Unités ligures" distinguées en Haute Ubaye.

(III) - La troisième phase synschisteuse (F de TRICART, 1984), Oligocène (faciès Schistes verts), voit l'apparition des grands plis à vergence sud qui structurent toutes les unités étudiées et induit quelques chevauchements vers le Sud, notamment, l'écaillage de l'Unité de la Cula.

(IV) - La quatrième phase synschisteuse (G ? de TRICART, 1984), Néogène, bascule toutes les structures qui montrent ainsi leur pendage actuel général vers l'Ouest. Elle se manifeste par de grands chevauchements ("rétrochevauchements") à vergence est qui tronquent les structures antérieures, et localement, par des plis subméridiens à vergence est.

4 - La structuration alpine est largement commandée par l'héritage téthysien

4.1 - Contraste lithologique et structuration alpine

Les Unités ligures montrent une lithologie très contrastée, entre les termes basiques et ultrabasiques du paléosocle océanique, et les termes sédimentaires calcaréo-argileux de la couverture supraophiolitique.

Les structures actuellement observées dans les "Schistes lustrés" de Haute Ubaye, sont directement issues de ce contraste:

(1) les massifs ophiolitiques forment des dalles isoclinales (dalles de gabbros du Pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière, fig.II-3, par exemple), ou des plis à large rayon de courbure (plis du massif de la Tête des Toillies, fig. V-40, par exemple).

Ces massifs montrent généralement une déformation alpine modérée (dykes et filons observés dans le microgabbros, non déformés; éléments de brèche ou coussins de lave, peu étirés et peu aplatis).

Les massifs basiques et ultrabasiques ont donc eu un comportement peu ductile ou même rigide, lors des déformations alpines.

(2) Les métasédiments sont intensément aplatis, étirés et plissés (voir fig.V-39, par exemple) lors des épisodes de structuration synschisteuse alpine.

La "masse" des métasédiments a eu un comportement particulièrement ductile, favorisé par l'augmentation même modérée de la température (métamorphisme).

Le contraste lithologique hérité de l'histoire océanique téthysienne commande donc le contraste dans la structuration alpine des différents termes des unités ligures.

4.2 - Disposition structurale actuelle des différents termes des séries ligures: hypothèse d'un mégaboudinage alpin

L'analyse lithostratigraphique et structurale des unités ligures de Haute Ubaye montre que:

- les ophiolites qui sont isolées dans les "Schistes lustrés", en massifs hectométriques à plurikilométriques sont, pour la plupart, des reliques du paléosubstratum océanique ligure;

- les métasédiments qui sont à leur contact représentent la couverture sédimentaire restée solidaire de ce socle océanique

- dans de nombreux cas, la même couverture sédimentaire est continue, d'un massif ophiolitique à l'autre, et relie donc ces reliques du substratum océanique entre elles. Ce caractère est particulièrement bien mis en évidence par les bandes de calcaires du Malm (?) que l'on observe sur la carte entre les massifs ophiolitiques (planche H.T.).

Ainsi, si l'on considère la disposition spatiale actuelle des termes lithologiques, la continuité stratigraphique entre les métasédiments et les ophiolites, et la variété de réponse des différentes lithologies aux déformations synschisteuses alpines (paragraphe précédent), l'analogie avec le boudinage de niveaux cassants (le paléosocle océanique), au sein de termes ductiles (sa couverture sédimentaire), dans une pile de nappes, est frappant. Une telle hypothèse a déjà été envisagée, pour les Unités ligures du Queyras

(TRICART & LEMOINE, 1986a et b). Ces auteurs attribuent ce mégaboudinage à la phase II de TRICART (1980) - notre phase 2-, pendant laquelle des étirements importants ont eu lieu. Ce mégaboudinage serait de type "chocolate tablet boudinage" (RAMSAY & MARTIN, 1985). Lors de phases de déformation ultérieures (nos phases 3 et 4: III et IV de TRICART), les méga-boudins ophiolitiques subiraient essentiellement des rotations.

4.3 - Mosaïque de blocs de la lithosphère océanique et dispersion des massifs ophiolitiques de Haute Ubaye dans les "Schistes lustrés"

Certaines observations montrent que les massifs ophiolitiques se terminent localement par des limites nettes, rectilignes, dont l'alignement ne coïncide pas avec des directions alpines connues. Ces limites sont parfois des plans plaqués de serpentinites (massif Occidental de Chabrière, fig.V-35, par exemple). Ailleurs, les séries supraophiolitiques localisées à proximité de la bordure des massifs ophiolitiques, montrent de fréquentes intercalations détritiques à matériel serpentineux (ophicalcites de type OC2, massif oriental de Chabrière, fig.III-7, par exemple).

Ces caractères indiquent que certaines limites des massifs ophiolitiques actuels seraient des paléoaccidents océaniques dont l'existence a été démontrée au sein même des massifs ophiolitiques (accident de la Bouteille, fig.III-7, par exemple; TRICART & al., 1985a).

Comme l'on a proposé TRICART & LEMOINE (1986 a et b), on peut alors supposer une reprise en extension, lors du mégaboudinage alpin (tectogenèse éocène), des accidents intraophiolitiques jurassico-crétacés.

Certaines de ces fractures qui n'ont pas été reprises par les phénomènes de boudinage alpins (Accident de la Bouteille, faille normale du massif occidental de Chabrière, accident du Ravin de la Noire), ont été capitales pour les reconstitutions de la structure intraocéanique ligure (par.2)

5 - Les Schistes lustrés de Haute Ubaye: résultat de la double histoire téthysienne et alpine

* L'apparition d'un socle océanique anormal (très serpentineux) et sa tectonisation précoce conduisent à la sédimentation d'un complexe déritique ophicalcitique qui sera un niveau de décollement privilégié, et au morcellement de la croûte océanique, qui favorisera le boudinage alpin. Ainsi, lors de l'"obduction", la couverture sédimentaire se décollera facilement au toit des ophiolites, entraînant avec elle quelques reliques morcelées du socle océanique.

Par la suite, les plissements alpins polyphasés et les étirements favoriseront, d'une part, le repliement des sédiments sur eux-mêmes, expliquant les bandes de calcaires très plissées isolées dans les calcschistes de Haute Ubaye, et d'autre part, l'isolement (par boudinage) des reliques de la croûte océanique dans ces mêmes sédiments.

* La sédimentation calcaire du jurassique quasi-ubiquiste et calcschisteuse crétacé aboutissent à la constitution dépaissées séries. Les épisodes tectoniques intra-crétacés conduisent à de nombreuses variations latérales de faciès, notamment à la sédimentation de marnes (futurs calcschistes) au lieu d'alternances argilo-calcaires.

Les calcschistes ne forment pas une unité isolée des séries ligures de Hautes Ubaye, mais en font partie intégrante.

* L'importance de la structuration alpine transverse à la chaîne (plis à axe E-W, et à vergence nord ou sud) explique l'importance des coupes N-S dans la compréhension des structures de Haute Ubaye.

BIBLIOGRAPHIE

- ABBATE E., BORTOLOTTI V. & PRINCIPI G. (1984) - Preorogenic tectonics and metamorphism in Western Alps ophiolites. Ophioliti, 9(3), 245-278.
- ALLENBACH B. & CARON J.M. (1984) - Diversité des séries bréchiques à la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes Cottiennes). C. R. Acad. Sc., Paris, 299, n°5, 207-212
- ALLENBACH B. & CARON J.M. (1986) - Relations lithostratigraphiques et tectoniques entre les séries mésozoïques de la bordure sud-ouest du massif d'Ambin (Alpes occidentales). Eclog. Geol. Helvet., 79, 1, 75-116
- AMAUDRIC DU CHAFFAUD S., CARON J.M., DELCEY R. & LEMOINE M. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse: la série de l'Inzecca. Comparaison avec les Alpes occidentales et l'Apennin ligure. C. R. Acad. Sc., Paris, t. 275, 2611-2614
- ANDRI E. & FANUCCI F. (1975) - La risedimentazione dei Calcari a Calpionnelle Liguri. Boll. Soc. Geol. Ital., 94, 915-925
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE Y. & OLIVET J.L. (1983) - Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes occidentales: apport de la connaissance des structures océaniques. C. R. Acad. Sc., Paris, Paris, t.296, série II, 1527-1532
- AYOUB C. (1984) - Un exemple de minéralisation associée aux ophiolites mésozoïques des Alpes cottiennes. Le gîte de Saint Véran (Hautes-Alpes, France). Etude pétrographique, structurale et métallogénique. Thèse 3^{ème} cycle. Grenoble, 207p + annexes.
- BARRET T.J. (1982 a) - Review of stratigraphic aspects of the ophiolitic rocks and pelagic sediments of the Vara complex, North Apennines, Italy. Ophioliti, 7(1), 3-46
- BARRET T.J. (1982 b) - Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Sedimentology, 29, 353-373
- BARRET T.J. & SPOONER E.T.C. (1979) - Ophiolitic breccias associated with allochthonous oceanic crustal rocks in the East Ligurian Apennines, Italy. A comparison with observations from rifted oceanic ridges. Earth Plan. Sci. Letters, 35, 79-91.
- BAUMGARTNER P.O. (1984) - A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tetyan radiolarites. Eclog. Geol. Helvet., 77(3), 729-837
- BEAUDOIN B., BIE J., CONARD M., GUY B. & LE DOEUFF D. (1974) - Essai d'analyse des rythmes dans les formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XVI, n°6, 634-642.
- BERGER J.M. & WINTERER E.L. (1984) - Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In HSU K.H. & JENKINS H.C. - Pelagic sediments: On land and under the sea. Sp. Publ. Int. Assoc. Sediment., 1, 11-48
- BERNOULLI D. & WEISSERT H. (1983) - Sedimentary fabrics in serpentinite breccias (ophicalcites) and their significance, South-Pennine Arosa zone, Switzerland. Ophioliti, Suppl. V8, p.7
- BERNOULLI D. & WEISSERT H. (1985) - Sedimentary fabric in Alpine ophicalcites, South Pennine Arosa zone, Switzerland. Geology, 13, 755-758
- BERTRAND D., NIEVERGELT P. & VUAGNAT P. (1984) - Oceanic sedimentary processes and alpine metamorphic events in the Montgenèvre ophiolites, Western Alps. Ophioliti, 9(3), 303-320

- BERTRAND D., NIEVERGELT P. & VUAGNAT P. (1985) - Interprétation paléocéanique d'une série pélagique à matériel ophiolitique: la série de Chabrière, complexe de base du massif ophiolitique du Montgenèvre (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sc., Paris, 301, série II, n°16, 1199-1204
- BIJU DUVAL B. & al. (groupe ESCARMED) (1983) - Dépressions circulaires au pied de l'escarpement de Malte et morphologie des escarpements sous-marins. Rev. Instit. Franc. Pétrole, vol. 28, fasc. 5, p. 605-609.
- BOER P.L de (1983) - Aspects of the middle cretaceous pelagic sedimentation in Southern Europe. Geologica Ultraiectina, n°31, p. 1-104
- BOER P.L de & WONDERS A.A.H. (1984) - Astronomically induced rhythmic bedding in cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy). In BERGER A. et al., Milankovitch and climate. D. Reidel Publishing Company.
- BOILLOT G., GRIMAUD S., MAUFFRET A., MOUGENOT D., KORNPORST J., MERGOIL-DANIEL J. & TORRENT G. (1980) - Ocean-continent boundary of the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia bank. Earth. Plan. Sci. Letters, 48, 23-34
- BOILLOT G., & al. (1985) - Résultats préliminaires de la campagne 103 du Joides Resolution (Ocean Drilling Program) au large de la Galice (Espagne): sédimentation et distension pendant le "rifting" d'une marge stable: hypothèse d'une dénudation tectonique du manteau supérieur. C. R. Acad. Sc., Paris, 301, série 2, n°9, 627-632
- BOILLOT G., COMAS M., KORNPORST J., LOREAU J.P., MALOD J., MOUGENOT D. & MOULLARDE M. (1986) - Fonds sous-marins basaltiques et ultramafiques au pied d'une marge stable. Résultats préliminaires de la campagne Gallinaute (plongées du submersible Nautila à l'Ouest de l'Espagne). C. R. Acad. Sc., Paris, 303, II, n°19, 1719-1724
- BOSSELINI A. & WINTERER E.L. (1975) - Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. Geology, 3, 279-282
- BOURBON M., CARON J.M., LEMOINE M. & TRICART P. (1979) - Stratigraphie des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes (Alpes occidentales franco-italiennes): nouvelles interprétations et conséquences géodynamiques. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 4, 180-182
- CABY R. (1968) - Gites métallifères alpins syntectoniques et métamorphiques dans la zone houillère axiale des Alpes françaises (Briançonnais, Maurienne). Bull. B.R.G.M., II, 2, 77-101
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978) - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 2, 20, 307-322.
- CABY R., MICHARD A. & TRICART P. (1971) - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). C. R. Acad. Sc., Paris, 273, série D, 999-1002
- CARON J.M. (1973) - Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais: leurs liaisons avec les rôtrocharriages. Sci. Géol. Bull., 26, 2-3, 259-278
- CARON J.M. (1977) - Lithostratigraphie et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse. Sci. Géol. Mémoire n°48, Strasbourg
- CARON J.M., SCHUMACHER F. & TRICART P. (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). Sci. géol. Bull., Strasbourg, 26, 245-258
- CARON J.M. & DELCEY R. (1979) - Lithostratigraphie des Schistes lustrés Corses: diversité des séries post-ophiolitiques. C. R. Acad. Sc., Paris, 288, 1525-1528

- CARON J.M., DELCEY R., SCIUS H., EISSEN J.P., FRAIPONT P. de, MAWHIN B. & REUBER I. (1979) - Répartition cartographique des principaux types de séries dans les Schistes lustrés de Corse. C. R. Acad. Sc., Paris, D, 288, 1363-1367.
- CARPENA J. & CABY R. (1984) - Fission-track evidence for late Triassic oceanic crust in the French Occidental Alps. Geology, 12, 108-111
- CHAPELLE B., SABA P., PIBOULE M. & BRIAND B. (1985) - Etude comparative des albitites et des éléments granitiques des brèches associées aux ophiolites des Alpes cottiennes occidentales. Ophioliti, Suppl. 3-5, 14-15
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980) - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France SE) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXII, n°5, 735-744.
- DAL PIAZ al (1978) - La mineralizzazione piritoso-cuprifera di Viafiorcia (Alpi Cozie). Ophioliti, 3, 2/3, 222-224
- DAMERU C., COTILLON P. & RIO M. (1984) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations avec les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t.24, n°3, 627-640
- DEAN W.E., GARDNER J.V., JANSO L.F., CEPEK P. & SEIBOLD E. (1978) -Cyclic sedimentation along the continental margin of northwest Africa. Init. Rep. DSDP, vol XLI, 965-986.
- DEBELMAS J. & KERCKHOVE C. (1980) - Les Alpes Franco-italiennes. Géol. Alpine. t. 56, 21-58
- DEBELMAS J. & LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maïra et de la Varaita. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 38-40
- DEVILLE E., FUDRAL S. & MARTHALER M. (1986) - Les formations détritiques du Crétacé supérieur dans les unités de "Schistes lustrés" des Alpes franco-italiennes nord occidentales. Résumés du Colloque A.G.S.E. - Le détritisme dans le Sud Est de la France, Grenoble 1986.
- DE WEVER P., CABY R. (1981) - Datation de la base des Schistes lustrés postophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen) dans les Alpes cottiennes (Saint Véran, France). C. R. Acad. Sc., Paris, 292, série I, 467 -472.
- DE WEVER P., BAUMGARTNER P.O. & POLINO R. (1987) - Précision sur les datations de la base des Schistes lustrés postophiolitiques dans les Alpes cottiennes. C. R. Acad. Sc., Paris, 305, II, 487-491.
- DUMONT T. (1983) - Le chaînon de Rochebrune au Sud Est de Briançon: évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la zone Piémontaise des Alpes occidentales. Thèse 3^{ème} Cycle - Grenoble, 250 p.
- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P. (1984a) - Pérenité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au dessus de la croûte océanique téthysienne ligure: la série supraophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au SE de Briançon). C. R. Acad. Sc., Paris, 299, II, 1069-1072
- DUMONT T., LEMOINE M. & TRICART P. (1984b) - Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans l'unité prépiémontaise de Rochebrune au Sud-Est de Briançon. Bull. Soc. Géol. Fr., 7, t. XXVI, n°5, 921-933
- EINSELE G. (1982) - Limestone-marl cycle (periodites) : diagnosis, significance, causes. A review. In Cyclic and event stratification- Einsele et Schilcher ed, Springer - Verlag, 8-53.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise. Mém. carte géol. France, 1958, 561 p.
- FEYS R. (1963) - Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes Alpes). Mémoire B.R.G.M.

FOLK R.L. & MC BRIDE F. (1978) - Radiolarites and their relations to subjacent "oceanic crust" in Ligurian, Italy. Journal of Sed. Petrol., 48, n°4, 1096-1102

FOURNIER M. (1986) - Les brèches en tant que marqueur géologique d'escarpements sous-marins. Mémoire de D.E.A., Grenoble, 110 p., Inédit.

GENNESSEAUX M. & al. (Groupe CYRRHENE) (1986) - Résultats des plongées en submersible CYANA sur les blocs continentaux basculés et le volcan VAVILOV (mer Tyrrhénienne Centrale). C. R. Acad. Sc., Paris, t.302, 787-792.

GIDON M. (1956) - Les rapports entre Schistes lustrés et terrains briançonnais en Haute Ubaye (Basses-Alpes). C. R. Acad. Sc., Paris, t.242, 154-156

GIDON M. (1957) - La zone briançonnaise en haute Ubaye (Basses Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Mem. Serv. Carte Géol. Fr., 372 p.

GOUT C. & TRICART P. (1986) - Structure et chronologie tectonique dans les Schistes lustrés de Haute Ubaye (Alpes de Haute Provence, France), 11^{ème} R.S.T., Clermont-Ferrand, Soc. Géol. Fr., édit. Paris, p?.

GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., CHARPAL O. de, CHENET P.Y. & LEMOINE M. (1979) - Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. Fr., XXI, 5, 663-674.

GRACIANSKY P.C. & LEMOINE M. (1980) - Paléomarge de la Téthys dans les Alpes occidentales du Massif Central français aux ophiolites liguro-piémontaises. Géol. Alpine, t.36, 119-147

GRACIANSKY P.C. de, BOURBON M., LEMOINE M. & SIGAL J. (1981) - The sedimentary record of Mid-Cretaceous events in the Western Tethys and Central Atlantic Oceans and their continental margin. Eclog. Géol. Helv., 74/2, 353-367

HACCARD D. & LEMOINE M. (1970) - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zone de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes cottiennes (zone du Gondran, Queyras, Haute Ubaye). C.R. somm. Soc. Géol. Fr., 209-210

HOUFFLAIN B. & CABY R. (1986) - La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes). Approche pétrostructurale et cinématique. 11^{ème} R.S.T., Clermont Ferrand, Soc. Géol. Fr., édit. Paris, p.92.

JAILLARD E. (1987) - Nature, signification et répartition du détritisme dans la zone briançonnaise en Vanoise. Géol. Alpine, à paraître.

JENKYN H.C. (1980) - Cretaceous anoxic events : from continent to ocean. J. geol. Soc. London, vol 137, 171-188.

KASTENS K., MASCLE J. & al. (1986) - La campagne 107 du Joides Resolution (Ocean Drilling Programm) en mer Tyrrhénienne: premiers résultats. C. R. Acad. Sc., Paris, 303, série II, n°5, 391-396.

KELTS K. (1981) - A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. Eclog. Geol. Helvet., 74, 2, 317-338.

LAGABRIELLE Y. (1981) - Les Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes): données nouvelles et précisions lithostratigraphiques. C. R. Acad. Sc., Paris, 292, série II, 1405-1408

LAGABRIELLE Y. (1982) - Ophiolites et croûte océanique. Tectonique et environnement sédimentaire: apport des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-italiennes). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Brest, 198 p.

LAGABRIELLE Y. (1987) - Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Thèse Doct. État, Brest, 350 p.

- LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD J., RIBEIRO A. & VANNET J.R. (1982) - Observation par submersible de croûte océanique affleurant sur le Banc de Gorringe (SW Portugal): évidences de processus de démantèlement sur des gabbros en milieu sous-marin. C. R. Acad. Sc., Paris, 293, II, 827-832.
- LAGABRIELLE Y. & COTTEN J. (1984) - Le matériel détritique ophiolitique des séries océaniques liguro-piémontaises. L'exemple du Haut-Queyras. Contribution à l'étude des prasinites. Ofioliti, 9 (1), 43-66
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL S., LEMOINE M., MEVEL C., NERVO R., OHNENSTEITER M., ROBERT D. & TRICART P. (1984) - Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leur couverture métasédimentaire dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. Ofioliti, 9 (1), 67-88
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P. (1985) - Paléotectonique océanique et déformations alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes occidentales - Queyras, France). Bull. Soc. Géol. Fr., 181, t.1, n°4, 473-479
- LAGABRIELLE Y., POLINO R. (1985) - Origine volcano-détritique de certaines prasinites des Schistes lustrés du Queyras (France): arguments texturaux et géochimiques. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, t.1, n°4, 461-471
- LEBLANC D. (1962) - Etude géologique de la région du col Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). D.E.S., Paris, 82p.
- LE DOEUFF D. (1977) - Rythmes et contournements sédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales. Thèse Doct 3° cycle, Paris-sud, 239 p.
- LEFEVRE R. (1974) - Un ensemble allochtone ultrabriançonnais disjoint: les nappes à faciès Acceglio. C. R. Acad. Sc., Paris, 278, 1935-1938
- LEFEVRE R. (1982) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes cottiennes méridionales. Thèse Doctorat d'Etat, Paris, 435 p.
- LEFEVRE R., MICHARD A. (1976) - Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes). Une étude structurale et pétrographique dans les faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Géol. Bull., 29, 3, 183-222
- LE HEGARAT G. (1973) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Thèse doct. Etat, Lyon, 575 p.
- LIEWIG N., CARON J.M. & CLAVER N. (1981) - Geochemical and K-Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphase deformation. Tectonophysics, 78, 273-290.
- LE GUERNIC J. (1967) - La zone du Roure: contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute Ubaye. Géol. Alpine, 43, 95-127
- LE MER O., LAGABRIELLE Y. & POLINO R. (1986) - Une série sédimentaire détritique liée aux ophiolites piémontaises: analyses lithostratigraphiques, texturales et géochimiques dans le massif de la Crête de Mouloun (Haut Queyras, Alpes Sud occidentales, France), Géol. Alpine, t. 60, 63-84
- LEMOINE M. (1955) - Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines ophiolites des schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 56, p.94
- LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 41-44

- LEMOINE M. (1960) - Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (Sources de l'Ubaye, Basses-Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 234-236
- LEMOINE M. (1962) - Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., 7, 186-187
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Géol. Rundschau, 56, 320-335
- LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise). Géol. Alpine, 47, 181-201
- LEMOINE M. (1980) - Serpentinities, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and associated serpentinites protusion in the Jurassic-Cretaceous Tethys. Arch. Sci. Genève, 33, 2-3, 103-116
- LEMOINE M. (1984) - In BOILLLOT G. et al. Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson ed., 342 p.
- LEMOINE M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. Géol. Fr., 8, t.I, n°1, 126-137
- LEMOINE M., STEEN D.M. & VUAGNAT M. (1970) - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et les roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en Haute Ubaye. C.R. des S.P.H.N., Genève, N.S., 5, 1, 44-59
- LEMOINE M., BOURBON M. & TRICART P. (1978) - Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys : données nouvelles et conséquences. C.R. Acad. Sc., Paris, t 286, 1655-1658.
- LEMOINE M. & TRICART P. (1979) - Une partie des schistes et des ophiolites du Queyras (Alpes occidentales) résultent-ils de sédimentation et d'écroulement au pied d'un escarpement de faille océanique ? C. R. Acad. Sc., Paris, 288, série D, 1655-1658
- LEMOINE M., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., LETOLLE R., MEVEL C. & THIEULOY J.P. (1982) - Indices probables de paléo-hydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (océan téthysien et sa marge continentale européenne): essai d'inventaire. Bull. Soc. Géol. Fr., (7), XXIV, 3, 641-647
- LEMOINE M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de & LETOLLE R. (1983) -Isotopes du carbone et de l'oxygène de calcaires associés à des ophiolites (Alpes occidentales, Corse , Apennin): indices possibles d'un hydrothermalisme océanique téthysien. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 24, 4, 305-314
- LEMOINE M., MARTHALER M., CARON M., SARTORI M., AMAUDRIC DU CHAFFAUD S. & DUMONT T. (1984) - Découverte de foraminifères planctoniques dans les Schistes lustrés du Queyras (Alpes occidentales). Conséquences paléogéographiques et tectoniques. C. R. Acad. Sc., Paris, 299, série II, n°11, 727-732
- LEMOINE M., TRICART P. & GOUT C. (1984) - Evidence of distentional and wrench tectonics in the mesozoic.ligurian crust and sédiments, Chabrière ophiolits, Western Alps; Ophioliti, 9(3), 696-697.
- LEMOINE M., BOILLLOT G. & TRICART P. (1986a) - Les fonds océaniques ultramafiques et gabbroïques de la Téthys ligure (Alpes, Corse, Apennin): recherche de Modèles. C. R. Acad. Sc., Paris *
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., GIDON M., BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, RUDKIEWICZ J.L., MEGARD-GALLI J., TRICART P. (1986b) - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Petrol. Geology, Vol.3, 179-199.

- LEMOINE M., TRICART P. (1986) - Les Schistes lustrés des Alpes Occidentales: approche stratigraphique structurale et sédimentologique. Eclog. geol. Helv., 79, n°2, 271-294
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987) - Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model. Geology, 15, 7, 622-625.
- LE SUAVE R. (1974) - Etude par spectrométrie de masse à étincelle des lanthanides et autres éléments trace dans les carbonates filoniens (Alpes externes françaises). Thèse 3^{ème} Cycle, Grenoble, 157 pages + Annexes.
- LLOYD C.R. (1982) - The mid Cretaceous Earth : paleogeography; ocean circulation and temperature; atmospheric circulation. J. Geol., vol 90, n°4, 393-413.
- MAURIN J.C. (1982) - Etude d'un secteur des Schistes lustrés à ophiolites du Queyras (Alpes franco-italiennes). Les sills basiques du col Agnel: approche pétrologique et géochimique; contexte structural. Mémoire D.E.A., Montpellier
- MAURIN J.C. & CABY R. (1982) - Sur l'importance du magmatisme crétacé dans la zone Piémontaise. 9^{ème} R.A.S.T., Paris.
- MEVEL C. (1975) - Les "pillow-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Thèse 3^{ème} Cycle, Paris VI, 223 p. + bibliographie + annexes.
- MICHARD A. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Vaira (Alpes cottiennes, Italie). Bull. Soc. Géol. Fr., 7, 1, 52-91.
- MICHARD A. (1967) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. CNRS, Paris, 447 p.
- MICHARD A. & SCHUMACHER F. (1973) - Position des brèches et des ophiolites dans les séries piémontaises des Vals Grana et Marmora (Alpes cottiennes méridionales, Italie). C. R. Acad. Sc., Paris, t.276, D, 3009-3012
- NAYLOR M.A. (1981) - Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. Sedimentology, 28, 837-852
- NICOLAS A. (1984) - Principes de tectonique. Masson, Paris, 196 p.
- OHNENSTETTER M. (1979) - La série ophiolitifère de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? C. R. Acad. Sc., Paris, 289, série D, 1199-1202
- OHNENSTETTER M. (1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse d'Etat, Nancy, 590 p.
- POLINO R. (1984) - Les séries océaniques du haut Val de Suze (Alpes Cottienes): Analyse des couvertures sédimentaires. Ophioliti, 9(3), 547-554
- POLINO R. & LEMOINE M. (1984) - Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-crétacés supraophiolitiques de la Téthys ligur: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). C. R. Acad. Sc., Paris, 298, série II, n°8, 359-364
- RAMSAY J.C. & MARTIN I.H. (1983) - The techniques of modern structural geology. Vol.1. Academic Press Inc. Ed., 307 p.
- RAOULT J.F. (1986) - Le problème des microfaunes attribué au Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales). C. R. Acad. Sc. Paris, t.303, II, n°18, 1679-1684.

- SABY P. (1986) - La lithosphère océanique de la Téthys ligure. Etude du magmatisme et des minéralisations associées dans les ophiolites du Queyras (zone piémontaise des Alpes occidentales). Thèse Université, Grenoble, 242 p.
- SABY P., CHAPPELLE B., PIBOULE M. & BRIAND B. (1986) - Brèches polygéniques et albitites associées aux ophiolites: données nouvelles sur les gisements des Alpes cottiennes occidentales. 11^{ème} R.A.S.T., Clermont Ferrand.
- SABY P., CHAPPELLE B., PIBOULE M. & TRICART P. (à paraître) - Preuves d'une origine continentale pour les granitoides remaniés au sein des ophiolites du Pic Marcel (zone piémontaise des Alpes occidentales). C. R. Acad. Sc., Paris, à paraître.
- SAGRI M. (1979) - Upper Cretaceous carbonate turbidites of the Alps and Apennines deposited below the calcite compensation level. J. Sedim. Petrol., 49, 23-28
- SHAAF A., POLINO R. & LAGABRIELLE Y. (1985) - Nouvelle découverte de radiolarites d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, à la base d'une série supra-ophiolitique des Schistes lustrés piémontais (massif de Traversiera, Haut Val Maira, Italie). C. R. Acad. Sc., Paris, 301, série II, n°14, 1079-1084
- STEEN D.M. (1972) - Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de Haute Ubaye. Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Genève.
- TRICART P. (1973a) - Tectoniques superposées dans les calcschistes piémontais du Haut-Cristillan (Queyras, Alpes Franco-italiennes). C. R. Acad. Sc., Paris, 276, série D, 705-708
- TRICART P. (1973b) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine Piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Strasbourg, 193 p.
- TRICART P. (1974) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectogenèse. Géol. Alpine, 50, 131-152
- TRICART P. (1980) - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse Doct. d'Etat, Strasbourg, 407 p.
- TRICART P. (1984) - From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the Western Alps. Amer. J. Sc., 284, 97-120
- TRICART P., BOURBEON M. & LAGABRIELLE Y. (1982) - Révision de la coupe Péouvou-Roche Noire (zone piémontaise, Alpes franco-italiennes): bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. Géol. Alpine, 58, 105-113
- TRICART P. & LEMOINE M. (1983) - Serpentinite oceanic bottom in South Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys. Eclog. Géol. Helvet., 76/3, 611-629
- TRICART P. & LEMOINE M. (1986a) - From faulted blocks to megamullions and megaboudins: Thethyan heritage in the structure of the western Alps. Tectonics, vol. 5, n°1, 95-118
- TRICART P. & LEMOINE M. (1986b) - Mégabondinage alpin et fracturation téthysienne dans les Schistes lustrés piémontais à l'Ouest du Mont Viso (Alpes Occidentales). C.R. Acad. Sc., Paris, t.302, série II, n°8, 599-604.
- TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M., (1985a) - Mosaïque de blocs faillés et injectés de serpentine dans la croûte océanique téthysienne : l'exemple des ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, zone piémontaise des Alpes occidentales).; C. R. Acad. Sci., Paris, t.300, série II, p.817-820.

TRICART P., GOUT C. & LEMOINE M., (1985b) - Tectonique synsédimentaire saccadée d'âge Crétacé inférieur dans l'océan téthysien : un exemple dans les Schistes lustrés à ophiolites de Chabrière (Haute Ubaye, Alpes occidentales françaises). C. R. Acad. Sci., Paris, t.300, série II, p. 879-884.

VAN DER PLAETSEN L. (1984) - Les alternances marno-calcaires hémipélagiques et pélagiques. Mémoire D.E.A. Grenoble, 25p.

VANNEY J.R., BELLAICHE G., COUMES F. & IRR F. (1979) - Types de modèles observés par submersible dans les canyons méditerranéens au cours de la campagne CYALIGURE. C. R. Acad. Sc., Paris, t.288, 735-738.

VUAGNAT M. (1966) - Les coussins éclatés du Lago Nero (Massif du Montgenèvre, Province de Turin) et le problème des brèches ophiolitiques (note préliminaire). C.R. SPHN, Genève, 1, 3, 163-167

WEISSERT H., MC KENZIE J. & HOCHULI P. (1979) - Cyclic anoxic events in cretaceous Tethys ocean. Geology, vol.7, n°3, 147-151.

LISTE DES FIGURES

Chapitre I

- Figure I-1 : La Haute Ubaye: localisation, cadre topographique et toponymie
- Figure I-2 : Localisation du secteur étudié dans l'arc alpin occidental
- Figure I-3 : Coupe simplifiée des Alpes occidentales selon la transversale Barcelonnnette-Digne
- Figure I-4 : Séries stratigraphiques et paléogéographie téthysienne des zones internes des Alpes occidentales.
- Figure I-5 : Chronologie des événements tectogénétiques des Alpes occidentales et comparaison entre les études structurales sur la zone piémontaise. Position des unités de Haute Ubaye dans ce schéma.
- Figure I-6 : Définition cartographique des six complexes de Haute Ubaye

Chapitre II

- Figure II-1 : Carte des affleurements du Complexe de Chabrière.
- Figure II-2 : Panorama du Vallon de Chabrière.
- Figure II-3 : Face NW du Pic du Pelvat et du Pelvat de Chabrière: A - Panorama depuis l'Alpet, B -Localisation des ensembles lithologiques, C - Bloc diagramme montrant la disposition des masses ophiolitiques au contact (renversé) avec les calcaires du Malm.
- Figure II-4 : Aspect de la brèche ophiolitique polygénique (c).
- Figure II-5 : Coupe du Pic du Pelvat : la série de Chabrière dans sa localité type.
- Figure II-6 : Panorama du revers méridional du Pelvat de Chabrière et localisation de la coupe de la figure II-7.
- Figure II-7 : Coupe schématique du Pelvat de Chabrière, au Sud du PC 3166.
- Figure II-8 : Coupe à la base de la face Ouest du Pelvat de Chabrière.
- Figure II-9 : Secteur du "Couloir".
- Figure II-10 : Essai de reconstitution de l'aspect du secteur du "Couloir" après la sédimentation des calcschistes (e).
- Figure II-11 : Le rocher au Nord de la Cabanne de Chabrière.
- Figure II-12 : Coupe schématique du rocher au Nord de la Cabanne de Chabrière.
- Figure II-13 : Schéma interprétatif des données de l'affleurement du Rocher au Nord de la Cabane de Chabrière.
- Figure II-14 : Panorama du massif occidental de Chabrière.
- Figure II-15 : Coupe-type du massif occidental de Chabrière.
- Figure II-16 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière: les premiers termes sédimentaires au contact de la brèche d'éclatement .
- Figure II-17 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière: Aspect de la formation de la Replatte dissociée (b).
- Figure II-18 : Détail d'une queue de banc dans la Formation de la Replatte dissociée. Arguments en faveur d'une dissociation sédimentaire.
- Figure II-19 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière: affleurement de schistes à blocs (c).
- Figure II-20 : Détail de la coupe-type du massif occidental de Chabrière: légère discordance de la formation de la Replatte (e) sur le banc de brèche polygénique compacte (d).
- Figure II-21 : Le massif occidental de Chabrière: A - Carte géologique et localisation des coupes, B - Coupes sérieées dans le flanc normal (1 à 4) et dans le flanc inverse (5 et 6) du pli principal déversé vers l'Est.
- Figure II-22 : Différentes hypothèses quant à la signification de l'absence des sédiments du Jurassique supérieur dans le massif occidental de Chabrière.
- Figure II-23 : Reconstitutions paléotectoniques du massif Occidental de Chabrière.
- Figure II-24 : Carte des affleurements du Complexe de la Gavie.
- Figure II-25 : Panorama du Vallon de la Gavie depuis Le Couloir. Localisation des coupes.
- Figure II-26 : Panorama de la Coupe du PC 2864 (Crêtes de la Gavie).
- Figure II-27 : Détail de la Coupe du PC 2864 (Crêtes de la Gavie).
- Figure II-28 : Clichés montrant l'aspect de différents types d'ophicalcites.
- Figure II-29 : Synclinaux à coeur sédimentaire dans les serpentinites de la Baisse de la Gavie (coupe schématique).
- Figure II-30 : Cliché montrant le contact entre serpentinites et ophicalcites de type OC1 (fracturation in situ des serpentinites).
- Figure II-31 : Coupe de la Tête de la Gavie et détail.
- Figure II-32 : Coupe de l'arête orientale du pointement 2660 et détail.
- Figure II-33 : Corrélations entre les coupes levées dans le Complexe de la Gavie.
- Figure II-34 : Carte des affleurements des Complexes de Cornascle et de Rubren.

- Figure II-35 : Coupe de l'arête Sud Ouest de Cornascle (panorama schématique).
- Figure II-36 : Affleurements du Vallon de Rubren: A - Carte schématique des formations, B - Coupe schématique synthétique.
- Figure II-37 : Coupe schématique des arêtes de Mongioia.
- Figure II-38 : Colonne synthétique de la succession du Complexe de Cornascle.
- Figure II-39 : Coupe de l'arête orientale du Brec de Rubren.
- Figure II-40 : La série de Rubren. Colonne stratigraphique synthétique.
- Figure II-41 : Carte géologique du Complexe de la Tête des Toillies.
- Figure II-42 : Coupes dans le Complexe de la Tête des Toillies.
- Figure II-43 : Coupes dans le Complexe de la Tête des Toillies et légende des coupes.
- Figure II-44 : Cliché montrant un affleurement d'opicalcites.
- Figure II-45 : Paléogéographie du Complexe de la Tête des Toillies I : Reconstitution schématique d'après les coupes. après mise à l'horizontale des calcaires marmoréens, II: Coupe synthétique du domaine de la Tête des Toillies.

Chapitre III

- Figure III-1 : Corrélations des colonnes stratigraphiques synthétiques des principales coupes des unités de Haute Ubaye. Position des principaux niveaux détritiques.
- Figure III-2 : Représentation schématique du modèle expliquant les alternances pélagiques dans le bassin Vocontien et celui d'Ombrie (d'après VAN DER PLAETSEN, 1985).
- Figure III-3 : Cliché montrant un banc de calcaire siliceux de la Formation de la Replatte. .
- Figure III-4 : Schéma explicatif du passage latéral entre les alternances calcaires-argilites, les formations dissociées et les marnes.
- Figure III-5 : Tableau résumant les interprétations sédimentologiques et stratigraphiques sur les formations de "calcschistes" des unités ligures de Haute Ubaye. Comparaison avec les interprétations antérieures.
- Figure III-6 : Position de différents types de matériaux détritiques dans un milieu marin profond à paléo topographie perturbée par le jeu de failles.
- Figure III-7 : Reconstitution paléotectonique du massif oriental de Chabrière, et tentatives d'explication du fonctionnement de l'accident de la Bouteille, et des accidents de l'Autaret et du Couloir
- Figure III-8 : Reconstitution paléotectonique du massif occidental de Chabrière. Disposition supposée au Crétacé inférieur.
- Figure III-9 : Reconstitution paléotectonique du massif de la Tête des Toillies. Disposition supposée, au Malm.
- Figure III-10: Bloc diagramme schématique indiquant les caractères probables du plancher de l'océan téthysien pendant l'"événement opicalcitique" (Jurassique sup ?).
- Figure III-11: Bloc diagramme schématique montrant les caractères de la tectonique et des phénomènes associés, dans l'océan téthysien, au Crétacé inférieur.
- Figure III-12: Tableau récapitulatif de l'étude stratigraphique, sédimentologique et paléotectonique des séries de Haute Ubaye. Corrélations avec d'autres régions.

Chapitre IV

- Figure IV-1 : Carte d'affleurements du Complexe de la Cula et localisation du faisceau de la Cula et du faisceau calcaire oriental.
- Figure IV-2 : Hypothèses sur la polarité d'une coupe contenant des calcaires clairs.
- Figure IV-3 : Panorama du vallon du Longet (d'après photographie).
- Figure IV-4 : Coupe du Pas de la Farneraita, localisée fig. IV-1 et fig. IV-3.
- Figure IV-5 : Légende des coupes des figs. IV-4 à IV-13.
- Figure IV-6 : Coupe au NW de la Cula, localisée fig. IV-1.
- Figure IV-7 : Coupe au NE de la Cula, localisée figs. IV-1 et IV-3.
- Figure IV-8 : Coupe au Sud de la Crête de la Cula, localisée figs. IV-1 et IV-3.
- Figure IV-9 : Coupe du Peyron, localisée Figs. IV-1 et IV-3.
- Figure IV-10 : Coupe au Nord du Vallon du Longet, localisée figs. IV-1 et IV-3.
- Figure IV-11 : Coupe sur les arêtes à l'W du Pic de Cornascle, localisée fig. IV-1.
- Figure IV-12 : Coupe du haut-vallon de Cornascle, localisée fig. IV-1.
- Figure IV-13 : Coupe dans le haut-vallon de Rubren, localisée fig. IV-1.
- Figure IV-14 : Panorama du Flanc nord du vallon du Longet (d'après photographie). Localisé, fig. IV-3.
- Figure IV-15 : Cliché montrant un olistolite de dolomie bréchique.
- Figure IV-16 : Panorama d'un affleurement de la formation bréchique du Longet: chloritite massive, dolomies et

micaschistes: témoins d'un détritisme mixte (d'après photographie), localisé Figure IV-3.

Figure IV-17 : Panorama du Flanc oriental de la Tête de Longet, au Sud du col de la Farneireta (d'après photographie): contact tectonique (rétrochevauchement tardif) des Calchistes roux sur le Complexe de la Cula.

Figure IV-18 : La succession type du Complexe de la Cula.

Figure IV-19 : Les deux hypothèses retenues pour la succession du Complexe de la Cula.

Figure IV-20 : Tentative de reconstitution de la répartition des différentes lithologies au sein de la formation bréchique du Longet.

Figure IV-21 : Colonne schématique de la série de l'Alpet (d'après Le Guernic, 1966).

Figure IV-22 : Colonne schématique de la série intermédiaire des vals Grana et Marmora (d'après Michard et al., 1973).

Figure IV-23 : Colonne stratigraphique synthétique de la série de Prafauchier (d'après Dumont et al., 1984).

Figure IV-24 : La série de la Cula: une série déposée au pied d'une marge continentale.

Figure IV-25 : Positions paléogéographiques possibles de la série de la Cula sur une reconstitution palinspastique de la marge occidentale de la Téthys ligure, au Jurassique supérieur.

Figure IV-26 :

Figure IV-27 : Bloc diagramme illustrant les hypothèses proposées pour l'ouverture téthysienne: en tenant compte des éléments apportés par les caractères de la série de la Cula.

Chapitre V

Figure V-1 : Plis P2 décimétriques dans les métaradiolarites du Ravin de la Noire

Figure V-3 : Plis P2 décimétriques dans la face orientale du Pelvat de Chabrière

Figure V-4 : Schistosité de crénulation S2 à l'interface prasinites -radiolarites (Vallon de Rubren)

Figure V-2 : Plis P2 et schistosité associée dans les métaradiolarites du Vallon de Rubren

Figure V-5 : Linéation L2 et schistosité S2 dans une charnière de pli P2 pluridécimétrique (Vallon de Rubren)

Figure V-6 : Pli P2 repris dans un pli P3 (calcaires zônés dans le vallon de Rubren)

Figure V-7 : Pli ptigmatiques dessinés par un niveau ankeritique dans les chloritoschistes (vallon de Rubren)

Figure V-8 : Pli dissymétrique, meneaux et schistosité de troisième génération au contact calcaire marmoréen chlorito schistes (vallon dell Nigra, NE de la Tête des Toillies)

Figure V-9 : Pli dissymétrique P3 dans la Formation de la Replatte (Tête de la Gavie)

Figure V-10 : Plis P3 semblables dissymétriques, en chevron, dans les calcaires marmoréens zônés (Vallon du Longet)

Figure V-11 : Plis P3 décimétriques reprenant une linéation L2, dans les prasinites de la Platte Chamoussiéra

Figure V-12 : Plis P3 reprenant une linéation L2

Figure V-13 : Enroulement de la schistosité S2 et de la linéation L2 autour de la charnière d'un pli mineur P3 (Calcaires siliceux de la Formation de la Replatte, crête du Pelvat de Chabrière)

Figure V-14 : Plis désaxés à axe courbe dans les alternances schistes-calcaires gréseux de la Tête de la Gavie

Figure V-15 : Pli P4 à axe sinueux dans les calcschistes du Vallon de Rubren (bloc éboulé de la Formation de Malacoste)

Figure V-16 : Pli P4 à axe sinueux dans les calcschistes du Vallon de Rubren (bloc éboulé de la Formation de Malacoste)

Figure V-17 : Pli P4 décimétrique à large rayon de courbure

Figure V-18 : Bandes de cisaillement (S4) dans les jaspes radiolaritiques de l'arête occidentale de la Pointe de Cornasole

Figure V-19 : Pli P4 méridien et subhorizontal à géométrie semblable

Figure V-20 : Superposition des trois générations de structures (2, 3 et 4; Formation de la Replatte Tête de la Gavie)

Figure V-21 : Détermination de la vergence des structures 2 dans la couverture de la terminaison nord de la 1/2 fenêtre de la Bande d'Acceglio. Superposition des structures 2 et 3.

Figure V-22 : Opposition des vergences de plis P2 et P3 (et des schistosités associés) dans les radiolarites du Vallon de Rubren.

Figure V-23 : Carte structurale non interprétée: trace cartographique des interfaces repérés.

Figure V-24 : Schéma montrant les corrélations entre la géométrie des structures et la trace cartographique des niveaux repère.

Figure V-25 : Coupe E-W, en rive gauche du Vallon de Chabrière (des Aiguilles de Mary au massif occidental de Chabrière) et légende des coupes.

Figure V-26 : Coupe E-W, en rive droite du Vallon de Chabrière (du Pic du Pelvat à la Tête de Gandin)

Figure V-27 : Coupe E-W, du Pic de Malacoste au Mont de Salsa

Figure V-28 : Coupe E-W, du Vallon de Cornasole au Vallon du Loup

Figure V-29 : Coupe E-W, du Beal du Longet, au Vallon dell Nigra

Figure V-30A : Coupe N-S générale (1^{ère} partie) (de la Tête de l'Autaret aux crêtes de Mongioia)

Figure V-30B : Coupe N-S générale (2^{ème} partie) (des crêtes de Mongioia au Vallon du Longet)

Figure V-30C : Coupe N-S générale (3^{ème} partie) (du Vallon du Longet à la Petite Tête Noire)

- Figure V-31 : Schéma explicatif du mode de projection utilisé pour dessiner la coupe N-S générale
- Figure V-32 : Panorama de la face occidentale du Pelvat de Chabrière: les grands plis P3 déversés au Sud
- Figure V-33 : Panorama de la face sud-orientale du Pelvat de Chabrière: superposition de deux plis majeurs P3/P2
- Figure V-34 : Structure du secteur sud-oriental du Pelvat de Chabrière
- Figure V-35 : Interprétation cartographique de la structure du massif occidental de Chabrière :
- Figure V-36 : Schéma structural: les unités de Haute Ubaye
- Figure V-37 : Bloc diagramme interprétatif de la structure de l'unité de Chabrière par la représentation dans l'espace de l'interface ophiolites-sédiments et carte des interfaces.
- Figure V-38 : Panorama et interprétation structurale du massif Eric de Rubren-Mont de Salsa
- Figure V-39 : Panorama de la face orientale de la Tête des Toillies: mise en évidence d'une charnière P3 ;
plurihectométrique.
- Figure V-40 : Panorama et interprétation structurale des massifs situés au Nord du Vallon du Longet (Tête de Longet, Pic de la Farneiréta, Petite Tête Noire, Tête des Toillies)
- Figure V-41 : Plis P3 dans les gabbros associés au charriage vers le Sud de l'unité del Nigra sur l'unité du Pelvo d'Elva
- Figure V-42 : Interprétation structurale de la coupe NS des Unités de Haute Ubaye.
- Figure V-43A : Tentative de reconstitution tectogénétique (1^{ère} partie)
- Figure V-43B : Tentative de reconstitution tectogénétique (2^{ème} partie)

Chapitre VI

- Figure VI-1 : Les séries de Haute Ubaye: évolution sédimentaire et structurale d'une portion du domaine tét-hysien, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.
- Figure VI-2 : Corrélation des séries ligures de Haute Ubaye avec les séries décrites dans la zone piémontaise par les auteurs

TABLE DES MATIERES

RESUME	3
ABSTRACT	4

CHAPITRE I - Les Schistes lustrés de Haute Ubaye : Historique des recherches, état des connaissances et grandes subdivisions cartographiques.

1 - Cadre général	9
1.1 - Présentation géographique	9
1.2 - Contexte géologique et structural	11
2 - Travaux antérieurs et buts de l'étude	13
2.1 - Etudes antérieures en Haute Ubaye	13
2.2 - Principaux résultats sur les unités ligures des Alpes occidentales	14
2.3 - Buts de l'étude	17
3 - Moyens et méthodes	18
3.1 - Définition cartographique de six complexes	18
3.2 - Méthodes d'analyse lithostratigraphique	20
3.3 - Méthodes d'analyse structurale	20

CHAPITRE II - Lithostratigraphie des complexes ophiolitifères de Haute-Ubaye

1 - Introduction	25
2 - Le Complexe de Chabrière	27
2.1 - Coupe du Pic du Pelvat : La série de Chabrière	29
2.2 - Coupe du Pelvat de Chabrière	35
2.3 - Variations latérales de la série de Chabrière, aux alentours du massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière	38
2.3.1 - Coupe à la base de la face ouest du Pelvat de Chabrière	38
2.3.2 - Secteur du "Couloir"	39
a - Description	
b - Discussion - Interprétation	

TABLE DES MATIERES

RESUME	3
ABSTRACT	4

CHAPITRE I - Les Schistes lustrés de Haute Ubaye : Historique des recherches, état des connaissances et grandes subdivisions cartographiques.

1 - Cadre général	9
1.1 - Présentation géographique	9
1.2 - Contexte géologique et structural	11
2 - Travaux antérieurs et buts de l'étude	13
2.1 - Etudes antérieures en Haute Ubaye	13
2.2 - Principaux résultats sur les unités ligures des Alpes occidentales	14
2.3 - Buts de l'étude	17
3 - Moyens et méthodes	18
3.1 - Définition cartographique de six complexes	18
3.2 - Méthodes d'analyse lithostratigraphique	20
3.3 - Méthodes d'analyse structurale	20

CHAPITRE II - Lithostratigraphie des complexes ophiolitifères de Haute-Ubaye

1 - Introduction	25
2 - Le Complexe de Chabrière	27
2.1 - Coupe du Pic du Pelvat : La série de Chabrière	29
2.2 - Coupe du Pelvat de Chabrière	35
2.3 - Variations latérales de la série de Chabrière, aux alentours du massif Pic du Pelvat-Pelvat de Chabrière	38
2.3.1 - Coupe à la base de la face ouest du Pelvat de Chabrière	38
2.3.2 - Secteur du "Couloir"	39
a - Description	
b - Discussion - Interprétation	

2.3.3 - Le rocher au Nord de la cabane de Chabrière	45
a - Description	
b - Conclusion	
2.4 - Le massif occidental de Chabrière	49
2.4.1 - Structure générale	49
2.4.2 - Coupe type	49
2.4.3 - Autres coupes - Variations latérales	53
2.4.4 - Discussion-Interprétation	57
a - Différences avec la série de Chabrière	
b - Signification de l'absence des radiolarités et des calcaires marmoré	
c - L'épisode détritique	
d - Caractères de la paléotectonique	
2.5 - L'Unité de Chabrière	61
3 - Le Complexe de la Gavie	63
3.1 - Coupe du PC 2864 sur les crêtes de la Gavie	63
a - Description	
b - Discussion	
3.2 - Coupe de la Tête de la Gavie	71
a - Description	
b - Discussion - Interprétation	
3.3 - Coupe de l'arête Est du pointement 2660	75
a - Description	
b - Discussion - Interprétation	
3.4 - Le complexe de la Gavie : une unité à soubassement serpentineux et à détritisme ophiolitique	79
a - Le soubassement ophiolitique de l'Unité de la Gavie est toujours serpentineux	
b - L'"épisode ophicalcitique" est localement important	
c - La succession sédimentaire du Jurassique sup. est souvent absente ou incomplète	
d - Les niveaux détritiques sont nombreux dans la Formation de la Replatte	
e - La Formation de la Replatte est stratigraphiquement surmontée par des formations différentes	
4 - Le Complexe de Cornascle	83
4.1 - Coupe de l'arête SW du Pic de Cornascle	83
4.2 - Affleurements du vallon de Rubren	85
4.3 - Coupe des crêtes de Mongioia	87
4.4 - Discussion - Interprétation	88

5 - Le Complexe de Rubren	91
5.1 - Coupe de l'arête est du Bric de Rubren	91
5.2 - Conclusions - La série de Rubren	91
6 - Le Complexe de la Tête des Toillies	95
6.1 - Le soubassement ophiolitique	95
6.2 - Complexe détritique polygénique du Ravin de la Noire	97
6.3 - Les sédiments pélagiques	97
6.4 - Discussion - Conclusion	99
a - Une série caractéristique	
b - Un complexe propice aux reconstitutions paléogéographiques	
7 - Conclusions	104
7.1 - Quatres Unités lithostratigraphiques et structurales	104
7.2 - Deux types de série ligure	104
7.3 - De nombreuses variations latérales de faciès et définition de deux nouvelles formations dans les séries ligures	105
7.4 - Des niveaux détritiques ophiolitiques très nombreux	105
7.5 - Possibilité de reconstitutions paléogéographiques	105

CHAPITRE III - Diversité des séries ophiolitifères -

Tentative de reconstitution de l'histoire océanique d'une portion de la Thethys ligure.

1 - Introduction	109
2 - Stratigraphie et sédimentologie des schistes, calcschistes et alternances des séries ligures de Haute Ubaye	110
2.1 - Empreinte des phénomènes tectoniques et métamorphiques alpins sur les sédiments	110
2.2 - Les alternances de la Formation de la Replatte: turbidites pélagiques mises en place sous la CCD ou alternances pélagiques autochtones ?	111
a - Interprétations classiques: des turbidites calcaires sur fond d'argilites	
b - Interprétation comme les alternances pélagiques autochtones rythmiques, par comparaison avec d'autres formations du Crétacé inférieur	
2.3 - Les schistes noirs siliceux de la Formation de Roche Noire: équivalents des "Black shales" du Crétacé "moyen"	115

2.4 - Les calcschistes: des marnes d'origines diverses	115
a - Les calcschistes du Crétacé inférieur: remaniement des alternances de la Replatte	
b - Les calcschistes du Crétacé "moyen-supérieur": des dépôts marneux originels	
2.5 - Les sédiments qui surmontent la Formation de la Replatte: corrélations latérales et environnement sédimentaire	117
2.6 - Conclusions	118
3 - Détritisme ophiolitique et variations latérales de faciès	120
3.1 - Place du détritisme dans les série ligures de Haute Ubaye	120
3.2 - Caractères du détritisme	120
a - Détritisme fin et diffus	
b - Détritisme grossier monogénique	
c - Détritisme grossier polygénique	
3.3 - Phénomènes de remaniement sédimentaire	123
3.4 - Origine du détritisme et des remaniements sédimentaires	123
4 - Tectoniques téthysiennes dans les Unités de Haute Ubaye	124
4.1 - Preuves directes de tectonique intraocéanique	124
4.1.1 - Exemple du massif oriental de Chabrière	124
a - Un accident intraophiolitique important	
b - Deux accidents synsédimentaires injectés de serpentinite	
c - Conclusion	
4.1.2 - Exemple du massif occidental de Chabrière	128
4.1.3 - Exemple du Complexe de la Tête des Toillies	128
4.2 - Mise en évidence indirecte de la tectonique téthysienne	128
4.3 - Caractérisation de deux périodes tectoniques principales	130
4.3.1 - Tectonique intraophiolitique, antérieure au Jurassique supérieur: l'"événement ophicalcitique"	130
4.3.2 - Tectonique intraocéanique, au Crétacé	132
5 - Chronologie téthysienne dans les Unités de Haute Ubaye	133

CHAPITRE IV - Le Complexe de la Cula

1 - Introduction	141
2 - Analyse lithostratigraphique. Recherche d'une succession type pour le Complexe de la Cula	141
2.1 - Problèmes rencontrés	141

2.2 - Méthode employée	143
2.3 - Lithostratigraphie du complexe de la Cula	145
2.3.1 - Lithologie des calcaires du faisceau repère et des termes à son contact	145
2.3.2- La Formation bréchique du Longet	153
a - La matrice de la Formation bréchique du Longet.	
b - Les éléments de la Formation bréchique du Longet.	
c- Problème de la position des ophicalcites dans la Formation bréchique du Longet.	
2.3.3 - Schistes chloriteux et prasinites	157
2.3.4 - Autres termes lithologiques associés	157
2.4 - Corrélations - Les successions observées	158
2.4.1 - Interprétation des coupes	158
2.4.2 - Corrélations	158
2.4.3 - Limites - Contacts	160
2.5 - Conclusions de l'étude lithostratigraphique	161
2.5.1 - La succession principale	161
2.5.2 - Une polarité incertaine	161
2.5.3 - Liaison avec des séries déjà définies	161
2.5.4 - Age de cette succession	163
2.5.5 - Répartition spatiale des différents termes de la Formation bréchique du Longet	163
3 - Interprétation stratigraphique de la succession type - La série de la Cula	165
3.1 - Interprétations antérieures	165
3.2 - Similitude des successions du Complexe de la Cula avec certaines séries des Alpes occidentales	165
3.2.1 - Introduction	165
3.2.2 - Les séries à brèches chaotiques autour de la région étudiée	166
a - Brèches chaotiques au contact de la nappe du Pelvo d'Elva	
b - Série de type Alpet	
3.2.3 - Les séries à brèche chaotique et/ou détritisme mixte dans les Alpes occidentales	167
a - "Série intermédiaire" des séries piémontaises des vals Grana et Marmora	
b - Série de Prafauchier	
c - Séries des Alpes cottiennes septentrionales	
d - Série du Lago Nero	
e - Granitoïdes associés aux ophiolites du Queyras	
f - Brèches continentales des séries ligures de Corse	
3.2.4 - Conclusions	170
3.3 - Comparaisons et discussions des hypothèses sur la succession de la Cula	171
3.4 - La série de la Cula - Origine paléogéographique	173

CHAPITRE V - Structuration alpine des Schistes lustrés de Haute Ubaye

1 - Chronologie et style des déformations	183
1.1 - Trois générations de plis principaux	183
1.2 - Géométrie et style des trois phases de plissement	184
1.2.1 - Les plis P2 et les structures associées	184
1.2.2 - Les plis P3 et les structures associées	184
1.2.3 - Les plis P4 et les structures associées	185
1.3 - Caractères généraux des structures	185
1.3.1 - Les structures de "phase 4"	196
1.3.2 - Les structures de "phase 3"	196
1.3.3 - Les structures de "phase 2"	196
1.4 - Direction et vergence des structures	197
1.5 - Récapitulation	199
2 - Structure générale	201
2.1 - Introduction	201
2.2 - Carte structurale	201
2.2.1 - Remarques préliminaires	201
2.2.2 - Commentaire: structures cartographiques visibles	202
a - Tracé des contacts entre les unités ligures et les unités ultrabriançonnaises.	
b - Position et allure cartographique de l'Unité de la Cula	
c - Structure cartographique des Unités ligures	
2.3 - Coupes géologiques	205
2.3.1 - Coupes Est-Ouest	205
2.3.2 - Coupe Nord-Sud	211
3 - Liaison entre déformations superposées et grandes structures :Exemples choisis	217
3.1 - Structure du Pelvat de Chabrière : superposition P2/P3	217
3.1.1 - Les plis décamétriques en rouleau déversés vers le Sud du Pelvat de Chabrière	217
3.1.2 - Structure du flanc sud-oriental du Pelvat de Chabrière	219
a - Echelle cartographique	
b - Petites structures associées	
c - En conclusion	
3.2 - Les synformes du Pas de Gandin: interférence P3/P4	221
3.3 - Le massif occidental de Chabrière : superposition P4 majeur/P3 mineurs/megaboudin 1 ou 2	222
3.4 - Conclusions: liaisons entre grandes structures et déformations superposées	224

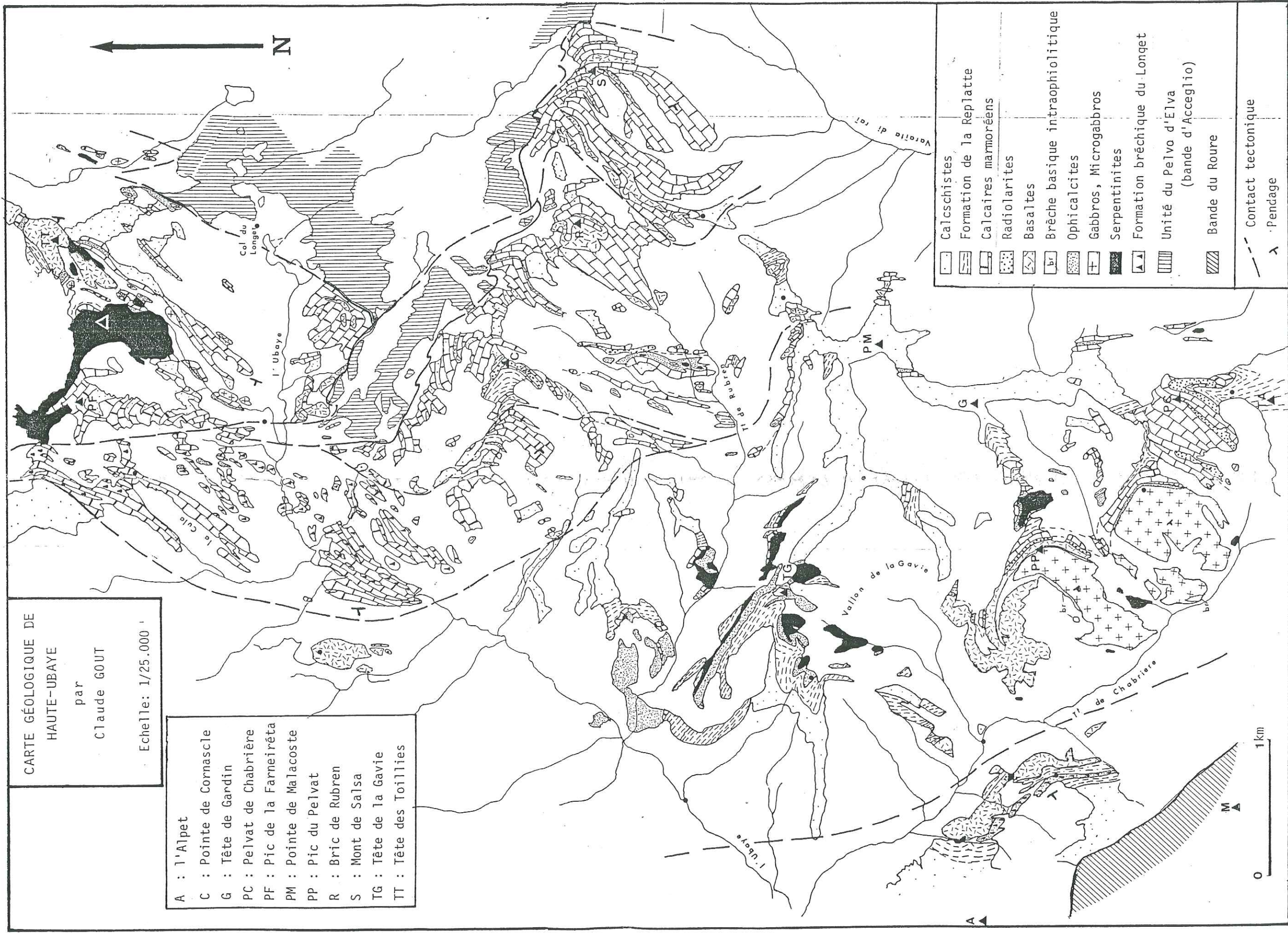
4 - Généralisation: grandes structures des massifs de Haute Ubaye	227
4.1 - Définition des unités structurales	227
4.2 - Structure générale de chaque unité	227
4.2.1 - Unité de Chabrière	227
4.2.2 - L'unité de la Gavie	229
4.2.3 - Unité du Peyron et unité des Calcschistes du Longet	229
a - Unité du Peyron	
b - Unité des Calcschistes du Longet	
4.2.4 - Unité de Cornascle	230
4.2.5 - Unité de Rubren	232
4.2.6 - Unité de la Tête des Toillies	232
4.2.7 - Unité del Nigra	236
4.3 - Les contacts tectoniques	237
5 - Quatre phases tectoniques: récapitulation et comparaison avec les chronologies régionales des auteurs	240
6 - Tentative de reconstitution tectogénétique	245

CHAPITRE VI - Conclusion : Evolution océanique et alpine des Schistes lustrés de Haute Ubaye.

1 - Principales données analytiques: récapitulation	250
2 - Evolution sédimentaire et structurale, esquisse paléogéographique et cadre géodynamique d'une portion du domaine téthysien ligure et d'une portion de sa marge européenne, au Jurassique et au Crétacé	250
2.1 - La distension jurassique conduit à la montées des péridotites du manteau supérieur et à l'épanchement de matériaux basiques, à la faveur de déchirures de la croûte continentale. (I et II, fig.VI-1)	251
2.1.1 - "Déchirure" des Ecailles Intermédiaires: montée de matériaux basiques et ultrabasiques au sein de la "marge européenne". La série à détritisme mixte de la Cula (voir aussi le par.IV-3.4)	251
2.1.2 - "Déchirure ligure": apparition, dès le Jurassique moyen-supérieur, des premières roches de la croûte océanique: gabbros et serpentinites de la Téthys ligure.(II', fig.VI-1)	254
2.2 - Avant le dépôt des premiers sédiments pélagiques, la croûte téthysienne ligure subit une importante tectonique intraocéanique	254
2.3 - Des séries sédimentaires supraophiolitiques contrastées, dans un domaine ligure "unique" : les effets conjugués d'une sédimentation pélagique normale et de la tectonique intraocéanique synsédimentaire	255
2.3.1 - Sédimentation au Jurassique supérieur	257
2.3.2 - Sédimentation et tectonique, au Crétacé inférieur	258
2.3.3 - Sédimentation postérieure au Crétacé inférieur	258
3 - Evolution des Unités de Haute Ubaye, après le Crétacé supérieur	259

4 - La structuration alpine est largement commandée par l'héritage téthysien	260
4.1 - Contraste lithologique et structuration alpine	260
4.2 - Disposition structurale actuelle des différents termes des séries ligures: hypothèse d'un mégaboudinage alpin	260
4.3 - Mosaïque de blocs de la lithosphère océanique et dispersion des massifs ophiolitiques de Haute Ubaye dans les "Schistes lustrés"	261
BIBLIOGRAPHIE	265
LISTE DES FIGURES	275
TABLE DES MATIERES	279

Thèse GOUT (C.)
7987



CARTE GÉOLOGIQUE DE
HAUTE-UBAYE
par
Claude GOUT
Echelle: 1/25.000

- A : l'Alpet
- C : Pointe de Cornascle
- G : Tête de Gardin
- PC : Pelvat de Chabrière
- PF : Pic de la Farneirêta
- PM : Pointe de Malacoste
- PP : Pic du Pelvat
- R : Bric de Rubren
- S : Mont de Salsa
- TG : Tête de la Gavie
- TT : Tête des Toillies

	Calcschistes
	Formation de la Replatte
	Calcaires marmoréens
	Radiolarites
	Basaltes
	Brèche basique intraophiolitique
	Ophicalcites
	Gabbros, Microgabbros
	Serpentinites
	Formation bréchique du Longet
	Unité du Pelvo d'Elva (bande d'Acceglio)
	Bande du Roure
	Contact tectonique
	Pendage

THESE DE DOCTORAT

Titre de l'ouvrage :

TECTONIQUE OCEANIQUE ET TECTONIQUE ALPINE DANS LES SCHISTES LUSTRES DE HAUTE UBAYE (ZONES INTERNES DES ALPES OCCIDENTALES)

Nom de l'auteur : Claude GOUT

Etablissement : Université Scientifique, Technologique
et Médicale de Grenoble

22 AVR. 1988

RESUME

L'analyse cartographique, lithostratigraphique et structurale des "Schistes lustrés" de Haute Ubaye permet de caractériser deux ensembles d'événements tectoniques.

Tectonique océanique mésozoïque :

a) La description et l'interprétation d'une quinzaine de coupes dans les unités ligures permettent de déterminer :

- les modalités de mise en place et de structuration de la lithosphère océanique de la Téthys ligure. Le socle océanique était découpé en une mosaïque de blocs mobiles, par des failles localement injectées de serpentinite.

- les conditions de sédimentation dans le domaine ligure, au Jurassique et au Crétacé.

Après la sédimentation de radiolarites à l'Oxfordien-Kimméridgien et le dépôt ubiquiste de calcaires au Malm, les alternances pélagiques du Crétacé sont fréquemment remaniées ou intercalées de niveaux détritiques.

Les masses de calcschistes jusqu'alors indéterminés sont attribués à différents termes de la succession ligure.

b) Une chronologie des événements tectoniques et sédimentaires qu'a subi le domaine ligure est proposée.

c) L'analyse lithostratigraphique de l'unité de la Cula, attribuée aux "Ecailles intermédiaires", montre que la Formation bréchique du Longet présente un détritisme mixte océanique et continental.

On suppose que la série de la Cula s'est déposée sur une croûte ultramafique apparue entre le domaine Briançonnais et le domaine piémontais, au Jurassique moyen-supérieur.

Tectonique alpine cénozoïque :

L'analyse structurale fait apparaître quatre phases de déformation synschisteuse. Trois générations superposées de plis principaux sont reconnues à toutes les échelles. L'importance des structures transverses à la chaîne est soulignée.

Un schéma structural est établi et une reconstitution tectogénétique est proposée pour les Schistes lustrés de Haute Ubaye.

En conclusion, les résultats obtenus sont replacés dans le schéma classique de l'évolution géodynamique du domaine téthysien, au cours du "Cycle Alpin".

Des interférences entre paléostructures océaniques et structures alpines sont mises en évidence.

MOTS-CLES

Alpes occidentales ; Zone piémontaise ; Téthys ; Tectonique océanique ; Détritisme mixte ; Déformations superposées ; Déformation synschisteuse ; Calcschistes.

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42